DER GEOLOGISCHE AUFBAU ÖSTERREICHS

WISSENSCHAFTLICHE REDAKTION R.OBERHAUSER
HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEB BUNDESANSTALT



Springer-Verlag Wien GmbH

EXTRA MATERIALS
extras.springer.com

Additional material from *Der geologische Aufbau Österreichs,*
ISBN 978-3-7091-3745-1 (978-3-7091-3745-1_OSFO1),
is available at http://extras.springer.com





DER GEOLOGISCHE AUFBAU ÖSTERREICHS

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Wissenschaftliche Redaktion: R. Oberhauser

Beiträge von: F. K. Bauer, P. Beck-Mannagetta, T. Cernajsek, A. Daurer, I. Draxler, J. Drimmel, G. Fuchs, W. Fuchs, T. E. Gattinger, R. Grill, Chr. Hauser, M. Heinrich, H. Holzer, W. Janoschek, G. Malecki, A. Matura, R. Oberhauser, A. Pahr, H. R. Pirkl, J. Pistotnik, B. Plöchinger, S. Prey, H. Priewalder, F. Ronner, G. Schäffer, S. Scharbert, O. Schermann, W. Schnabel, H. P. Schönlaub, R. Sieber, H. Stradner, O. Thiele, G. Woletz

Springer-Verlag Wien GmbH

Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien, Österreich
Direktor: Felix Ronner

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt.
Die dadurch begründeten Rechte, insbesondere die der Übersetzung,
des Nachdruckes, der Entnahme von Abbildungen,
der Funksendung, der Wiedergabe auf photomechanischem
oder ähnlichem Wege und der Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen,
bleiben, auch bei nur auszugsweiser Verwertung, vorbehalten.
© 1980 by Springer-Verlag Wien
Ursprünglich erschienen bei Springer-Verlag/Wien 1980.
Softcover reprint of the hardcover 1st edition 1980

Farbige Abbildungsübersicht in Kartenform (1 : 1,500.000):
© 1980 by Geologische Bundesanstalt. – Für Gewässer, Situation und Schrift: © 1980 by Freytag-Berndt und Artaria, Wien
Farbige geologische Karte von Österreich (1 : 1,500.000):
© 1980 by Geologische Bundesanstalt. – Gewässer vereinfacht nach Freytag-Berndt und Artaria, Wien

Mit 164 Abbildungen,
einer farbigen Abbildungsübersicht in Kartenform
und einer farbigen geologischen Karte von Österreich

Additional material to this book can be downloaded from http://extras.springer.com

Einbandentwurf: O. Binder
Gestaltung der Graphiken: O. Binder, I. Zack
Reproduktionstechnik der Abbildungen: S. Laschenko
Redaktionelle Unterstützung: M. E. Schmid

CIP-Kurztitelaufnahme der Deutschen Bibliothek

Der geologische Aufbau Österreichs / hrsg. von d. Geolog. Bundesanst. Wissenschaftl. Red.: R. Oberhauser, Beitr. von: F. K. Bauer . . . – Wien, New York: Springer 1980.

NE: Bauer, Franz K. [Mitarb.]; Geologische Bundesanstalt <Wien>

ISBN 978-3-7091-3745-1 ISBN 978-3-7091-3744-4 (eBook)
DOI 10.1007/978-3-7091-3744-4

Zum Geleit

1903, zum VII. Internationalen Geologenkongreß, der in Wien stattfand, haben vier Autoren eine zusammenfassende Darstellung vom „Bau und Bild Österreichs" verfaßt. Es war die erste in unserem Jahrhundert, bedeutend genug, daß E. SUESS ein 14 Seiten langes Vorwort dazu schrieb. Jetzt, zum Jubiläumskongreß 1980 in Paris, legen wir die wahrscheinlich letzte dieses Jahrhunderts vor. Und hat sich das Staatsgebiet in der Zwischenzeit auch drastisch verkleinert, so ist die Aufgabe nicht leichter geworden; dafür sorgten die lawinenartig angewachsenen Detailuntersuchungen, die verfeinerten Arbeitsmethoden, Einführung von Spezialsparten und neue Theorien, die frühere Hypothesen widerlegen oder auch erhärten und beweisen konnten.

„Vieles von den alten Erfahrungen hat sich bis heute bewährt und ist uns noch eine Grundfeste unseres Neubaues, anderes ist aus dem Fundamente herausgerissen und ausgeschieden worden, was sich als nicht tragfähig erwies" schrieb schon 1942 F. X. SCHAFFER im Vorwort zu seiner „Geologie der Ostmark", dem letzten Standardwerk zum Thema (1. Auflage).

Kurz davor, 1938, erschien die erste Fassung eines „Geologischen Aufbaus Österreichs" im Springer-Verlag Wien von L. KOBER; auch er schrieb über die Grundlinien seines Werkes: „Sie erfließen aus der Arbeit, der Erkenntnis der letzten 30 Jahre. Um- und Aufbau ist auch hier notwendig geworden. Ungeahnte neue Erfahrungen haben eine neue Geologie geschaffen."

Schien es damals noch möglich, daß ein einzelner diese Aufgabe in einer großartigen hypothetischen Synthese bewältigen konnte, so wagten wir es nur gemeinsam, die Flut der hinzugekommenen Beobachtungen im kompliziertest gebauten Faltengebirge der Erde und in seinem Vorland in die neuen Erkenntnisse vom geodynamischen Geschehen in der Erdkruste und im Erdmantel – wie sie in der Theorie der Plattentektonik zusammengefaßt sind – organisch einzubauen. Die Aufgabenteilung bei solch einem Unterfangen ist nicht neu: 1903 waren es vier Autoren, bei F. X. SCHAFFER 1943 acht und 1951 (2. Auflage) neun; an vorliegendem Band haben 33 Wissenschaftler mitgewirkt.

Als ich 1974 vorschlug, einen neuen „Geologischen Aufbau Österreichs" zu verfassen, waren wir uns der Tatsache bewußt, daß etliche österreichische Geologen in dem einen oder anderen Teilbereich eingehendere Spezialerfahrungen haben; doch ich bestand darauf, nur Angehörige der Geologischen Bundesanstalt zu Wort kommen zu lassen (die einzige Ausnahme ist J. DRIMMEL von unserer Schwesteranstalt, der über Seismizität und Seismotektonik berichtet). Jeder, der versucht hat, Beiträge zu einem Werk von einem räumlichen und institutionell weit verstreuten Mitarbeiterkreis in einer tragbaren Zeitspanne einzutreiben, weiß um die Schwierigkeit eines solchen Unterfangens.

Können wir durch die Mitarbeit von 33 Spezialisten zwar eine hohe Authentizität erreichen, so wurde andererseits die Aufgabe, ein gutes Werk zu schaffen, nur schwieriger: die Gefahr von Heterogenität der Ergebnisse und Kapitellängen, von Überlappungen und Lücken, von Kopflastigkeit und Dürftigkeit einzelner Beiträge (Themen) nimmt mit der Anzahl der Autoren zu. Das war schon 1903 bei „Bau und Bild Österreichs" so, wie E. SUESS hervorhob: „Die Arbeit ist nicht eine gemeinschaftliche; ... es ist nicht ein Bild, sondern es sind vier Bilder in einem gemeinsamen Rahmen." Ganz ähnlich ist es bei F. X. SCHAFFER 1943, wo neben kürzeren Darstellungen jene „der Ebenen (Österreichs) einen viel größeren Umfang erhalten" hat, ja eine „monographische Beschreibung der Tertiärbecken ... geworden ist."

Solche Ungleichgewichtigkeit wollten wir tunlichst vermeiden. Das konnte nur durch eine straffe Einteilung mit vorgegebenem Abschnittsumfang erreicht werden. Ich bestimmte keinen Koordinator, sondern schlug vor, einen wissenschaftlichen Redakteur zu wählen. Unsere Wahl fiel auf RUDOLF OBERHAUSER, dessen vorgelegtes Konzept unser aller Zustimmung fand.

Aber bestes Konzept und optimal ausgewählte Kenner der jeweiligen Materie lösen noch nicht alle Probleme; jeder sieht natürlich vor allem die Wichtigkeit seines Abschnittes, weniger die seines Nachbarn. Drei Jahre Geländestudien zur Erfassung der großen Zusammenhänge sowie

Gruppenexkursionen zur Abstimmung der einzelnen Teilbereiche gingen der Niederschrift voraus. Ständige Diskussion und Absprachen im Haus ließen die Dimensionen des eigenen Beitrages erkennen und rückten ihn an den angemessenen Platz.

Die größte Schwierigkeit jedoch lag in der Kürze des Textes, die wir uns vorgenommen hatten; in der Selbstbeschränkung auf das Wichtigste. Unser Buch soll keine Enzyklopädie der Geologie von Österreich sein, sondern eine knappe Darstellung des Wesentlichen in moderner Form. So mußten die 15 Autoren des regional-geologischen Teiles mit rund 390 Seiten auskommen. Umso größere Wichtigkeit kommt den Abbildungen und Tabellen zu, die durch ihre Inhaltsdichte weit mehr sind als bloße Illustration oder Textergänzung. Auch hier wurde nur das Wesentliche ausgewählt und nur zum geringen Teil auf bereits bestehende, vorbildliche Figuren zurückgegriffen. Etliche Abbildungen und Tabellen wurden von Kollegen entworfen, die nicht am Text beteiligt sind und auf diese Weise einen bedeutenden Beitrag zum Gesamtwerk lieferten.

Die Aufgabe, eine möglichst homogene Ausführung der so verschiedenartigen Bilder und Tabellenvorlagen zu schaffen, übernahm unsere Fachabteilung für Kartographie und Reproduktion unter O. BINDER; die erreichte Qualität kann als vorbildlich gelten.

Das Schriftenverzeichnis wurde bewußt knapp gehalten, dafür ausführliche Hinweise auf geologische Dokumentation geliefert: auf Museen, Sammlungen, Schriftenreihen u. a. Zwei Kollegen, P. BECK-MANNAGETTA und A. MATURA, unterzogen sich der Mühe, eine neue geologisch-tektonische Farbkarte im Maßstab 1 : 1,5 Mio. zu entwerfen, die das Werk abschließt.

In (langen) Generationsabständen scheint jeweils die Zeit gekommen, eine neue Geologie Österreichs vorzulegen: 1903 (C. DIENER et al.) – 1938 (L. KOBER) und 1943 (F. X. SCHAFFER et al.) – und 1980 nun wir und A. TOLLMANN, von dessen „Geologie von Österreich" der erste Band, die Zentralalpen, bereits erschienen ist. Jedesmal bilden die Arbeiten unserer Anstalt „selbstverständlich die erste und wichtigste Grundlage jeden Versuches, Bau und Bild unseres Landes zu überblicken", wie es schon EDUARD SUESS (1903) ausdrückte. Zum ersten Male jedoch sind die Autoren selbst Angehörige der Bundesanstalt, zum erstenmal konnten wir in dieser Form unserem gesetzlichen Auftrag nachkommen, wie er schon zur Errichtung der Geologischen Reichsanstalt im Jahre 1849 im Gesetzblatt „allgemein kundgemacht" wurde:

„Alle gesammelten Wahrnehmungen und wissenschaftlichen Forschungen sind in ausführlichen Abhandlungen zur allgemeinen Kenntniß zu bringen."

Dies ist unser Beitrag zum 130jährigen Bestehen unserer Anstalt am 1. Dezember 1979.

Damit das Werk bestens ausgestattet wird und größtmögliche Verbreitung sowie einen weltweiten Verteilerapparat findet, wandte ich mich an Springer Wien–New York, der es zum Verlag übernahm, in gewohnt großzügiger Weise auf alle unsere Wünsche einging und viel Geduld für uns aufbrachte. Dafür danken wir herzlichst den Damen und Herren des Verlages, vor allem Herrn Dr. W. SCHWABL und Frau Dr. E. UNGERSBÄCK.

Wien, im März 1980 FELIX RONNER

Vorwort

Zur Zeit der Erstellung des Gesamtkonzeptes für dieses Buch erreichte, ausgelöst durch die Erforschung der Ozeanböden, eine Springflut neuer Ideen den Ostalpenraum. Zugleich brachte (neben anderen physikalisch-chemischen Methoden) die Radiometrische Altersbestimmung mehr und neues Denken auf dem Weg über die Petrologie zur Geologie, welche dadurch für Aussagen über das Vorher und Nachher nicht mehr allein auf Stratigraphie, Paläontologie und Gefügekunde (im vollen SANDERschen Sinn) angewiesen war. Mit wachsendem Mut kann man daher heute darangehen, den Ostalpenkörper in Gedanken auseinanderzunehmen, ihn als Ganzes und in seinen Teilen zum Vorland in Beziehung setzen und nachfolgend seine Baugeschichte erzählen. Dies ist Thema des ersten Buchteils.

Im zweiten Teil machen wir in Form einer „Kleinen Geologie von Österreich" mit dem Resultat einer für ca. 500 Millionen Jahre überlieferten Historie bekannt, und es werden Fäden vom entwicklungsgeschichtlich angelegten vorangehenden Teil zu den mehr die Landschaften beschreibenden nachfolgenden Teilkapiteln geknüpft. Dem Wunsch nach einer klaren Trennung in einen mehr aus der gedanklichen Synthese gestalteten ersten Teil und nachfolgende mehr beschreibende Teile konnte jedoch nicht einmal vom wissenschaftlichen Redakteur in seinen eigenen Kapiteln voll entsprochen werden – einfach deshalb, weil sich in der Geologie Beschreibung und Deutung oft kaum trennen lassen und weil man auch keinem Mitautor zumuten kann, „nur Kärrner zu sein, wo Könige bauen". Zudem kann man wirklich nicht die zur Landschaft erodierten geologischen Körper mit teilweise aufliegenden Jungschichten beschreiben, ohne auch zu begründen, wie man ihre Gestalten und ihre Lagebeziehungen erfassen kann.

Trotzdem sollte und wird Kapitel 1 dem Leser den Ablauf der geologischen Geschichte ohne allzugroßen geographischen Namensballast referieren, Kapitel 3 mehr regional beschreiben, und Kapitel 2 verbinden und abklären. Kapitel 4 informiert über Seismologie und Seismotektonik. Kapitel 5.1. berichtet über die den geologischen Körpern inliegenden mineralischen Rohstoffe und Energieträger, wobei vor allem letzteren verstärkte Beachtung gezollt wurde. – Hoffen wir, daß weitere übertiefe Bohrungen durch den Alpenkörper auf das darunterliegende Vorland nicht nur wichtige wissenschaftliche Information, sondern über kurz oder lang einen energiewirtschaftlichen Durchbruch mit neuen größeren Erdöl- oder Erdgasfunden bringen mögen. – Kapitel 5.2. berichtet über unseren wichtigsten Rohstoff, der uns auch eine Nutzung der Schwerkraft erlaubt: das sich immer wieder erneuernde Wasser.

Es war ein besonderes Anliegen, über Inhaltsverzeichnis und Register hinausgehend, weitere Benützungserleichterungen zu bieten: so vorne eine farbige Abbildungsübersicht, die ein sofortiges Auffinden der gebietsbezogenen Graphik ermöglicht, in den Köpfen der regionalen Kapitel jeweils einen Blickfang mit der Umgrenzung des beschriebenen Gebietes und zudem hinten eine geologische Farbkarte. Das Auswählen der Literatur im Anhang erleichtern die immer wieder direkt zwischen die Kapitel eingeschalteten Literaturblöcke.

Als im Jahre 1974 Direktor F. RONNER an die Kollegenschaft des Hauses mit der Idee herantrat, dieses Buch zu schreiben, und das Werk in Angriff genommen werden konnte, hatte niemand erwartet, daß es 5 Jahre dauern würde, bis ein fertiges Manuskript vorliegen sollte. Die Gründe für die lange Dauer waren verschiedener Art. Einmal stellte es sich heraus, daß dem Mitarbeiterstab der Geologischen Bundesanstalt durchaus nicht jedes „Eck" von Österreich so gut bekannt war, daß Notizbuch, Archiv, Bibliothek, Zeichenblock und Kugelschreiber genügten, um unverzüglich ein regionales Manuskript erstellen zu können; ebensowenig war es möglich, mitten in einer Phase raschen Fortschrittes in unserer Wissenschaft die geologische Geschichte und auch die Lagerstättenkapitel etc. rasch abzuhandeln. So kam es zu Literaturstudien, zu Vergleichsexkursionen und zur Intensivierung der Kontakte mit der Kollegenschaft des In- und Auslandes.

Zum anderen ließen die dienstlichen Aufgaben eine ständige – auch nur gedankliche – Befas-

sung mit dem Buch nicht zu. So konnte man als wissenschaftlicher Redakteur durch Monate nichts weiter tun, als „das Feuer hüten" und die Autoren motivieren, jeden entstehenden Freiraum zu nützen, damit es im einen oder anderen Kapitel weitergehen konnte. Daher ist auch der Zeitpunkt des Manuskriptabschlusses und damit auch jener der noch möglichen Literaturverwertung bei den verschiedenen Kapiteln nicht einheitlich: er erstreckt sich über 2 Jahre von 1977 bis 1978, in Teilbereichen bis Sommer 1979.

Da im Rahmen des Möglichen leicht lesbar geschrieben werden sollte, wurde den Autoren empfohlen, gar nicht bzw. möglichst wenig im Text zu zitieren. Je nach der Meinung des Autors, welchem Leserkreis dieses Buch dienen soll, bzw. auch nach der Art des Aufbaus seines Beitrages (mehr wissenschaftsgeschichtliche Analyse oder Referat des heutigen Bearbeitungsstandes) oder danach, ob er Resultate eigener Arbeit mitteilt oder fremde verwertet, wurde dieser Empfehlung verschiedenartig Rechnung getragen. Als zur Zeit nur teilweise bewältigbar erwies sich leider die Vereinheitlichung der Schreibweisen geologischer Namen.

Neben den 27 Autoren der Textbeiträge gibt es auch noch sechs weitere, die nur durch graphische Beiträge, vor allem durch Tabellen, oft sehr Wesentliches beigetragen haben; sie sind getrennt im Inhaltsverzeichnis angeführt, und es obliegt mir, darauf auch hier mit Dank hinzuweisen. Für die Gestaltung der Graphiken sorgten O. BINDER und I. ZACK zusammen mit E. BAUER, E. FREIBERGER, I. KROIS, M. LEDOLTER, P. MUNDSPERGER, A. ROEDER, G. SALZER, CH. STEINBAUER und K. UHER, für die Reprophotographie S. LASCHENKO. Auch unsere Schreibkräfte S. KNEISZ, E. KOHLMANN und vor allem M. ORTNER mußten viel zusätzliche Arbeit leisten. Nur durch die Einsatzfreude von I. RIEDL und P. ZWAZL war es möglich, innerhalb weniger Wochen ein Register zu erstellen.

Ganz persönlich danke ich für redaktionelle Unterstützung und kritische Manuskriptdurchsicht M. E. SCHMID, für letzteres auch A. DAURER, H. LOBITZER, J. PISTOTNIK, S. SCHARBERT und W. SCHNABEL – vor allem aber W. FUCHS, B. PLÖCHINGER, S. PREY und G. WOLETZ, welche in selbstloser Weise mit Ideen sowie Rat und Tat zur Hilfe kamen. Dem Dank an den Verlag im Geleitwort darf ich mich hier anschließen, möchte es aber nicht versäumen, dabei Herrn F. CHR. MAY hervorzuheben, der die Drucklegung mit großer Umsicht betreut hat.

Wien, im März 1980 RUDOLF OBERHAUSER

Inhaltsverzeichnis

1. Die Geologische Entwicklung der Ostalpen und ihres Vorlandes 1

1.1. Das Prävariszikum und Variszikum (Die geologische Entwicklung vom Beginn der Überlieferung durch das Paläozoikum bis zum Ende der variszischen Zeit im Oberkarbon). Von SUSANNA SCHARBERT und HANS PETER SCHÖNLAUB (Mit Abb. 1 bis 8) ... 3

1.1.1. Einleitung 3
1.1.2. Die Entwicklungsgeschichte des Grundgebirges 5
1.1.3. Paläogeographie des Grundgebirges 9
1.1.4. Biostratigraphischer Überblick 13
1.1.5. Radiometrische Alterswerte 16

1.2. Das Frühalpidikum (Die geologische Entwicklung zwischen der variszischen und der alpidischen Hauptorogenese vom Oberkarbon und Perm durch das frühe Mesozoikum bis ins Neokom). Von SIEGMUND PREY (Mit Abb. 9 und 10) 21

1.2.1. Einleitung 21
1.2.2. Die postvariszische Bedeckung 21
1.2.3. Der Beginn der Tethys bzw. der alpinen Geosynklinale 22
1.2.4. Die Ausbreitung des Meeres in der Mitteltrias 23
1.2.5. Die „Wende" im Karn 25
1.2.6. Die großen Karbonatplattformen der Obertrias 26
1.2.7. Zunehmende Bodenunruhe im Jura 29
1.2.8. Die größte Ausbreitung und Vertiefung des Meeres im Oberjura 30
1.2.9. Schnellere Entwicklung zur altalpidischen Gebirgsbildung während der Unterkreide 32

1.3. Das Altalpidikum (Die geologische Entwicklung von der Mittleren Kreide bis an die Wende Eozän – Oligozän). Von RUDOLF OBERHAUSER (Mit Abb. 11 bis 13) 35

1.3.1. Von der Frühalpidischen zur Altalpidischen Zeit bildet sich der Penninische Raum 35
1.3.2. Zur Altalpidischen Zeit wird das Ostalpin infolge der Subduktion des Penninischen Raumes tektonisch zerlegt 36
1.3.3. Die Abläufe im einzelnen 40
1.3.3.1. Gault-Cenoman-Turon 40
1.3.3.2. Coniac-Santon – Tiefes Campan 41
1.3.3.3. Höheres Campan – Maastricht 42
1.3.3.4. Paleozän-Eozän 44
1.3.3.5. Von der Altalpidischen zur Jungalpidischen Zeit 47

1.4. Das Jungalpidikum (Die geologische Entwicklung vom Obereozän bis in die Gegenwart). Von WERNER FUCHS (Mit Abb. 14) 49

1.5. Das Quartär. Von ILSE DRAXLER (Mit Abb. 15 und 16 [stratigraphische Tabellen]) .. 56

1.5.1. Allgemeines 56
1.5.2. Methoden der Quartärstratigraphie im kontinentalen Bereich 57
1.5.3. Abriß der Vegetationsgeschichte des Quartärs in Österreich 61
1.5.4. Übersicht über die Quartärfaunen 64
1.5.5. Das Ältest-, Alt- und Mittelpleistozän 65
1.5.6. Der Ablauf des Jungpleistozäns 66
1.5.7. Ur- und frühgeschichtliche Entwicklung des Menschen 68

1.6. Postvariszische Palinspastik der Ostalpen. Von SIEGMUND PREY (Mit Abb. 17 und 18) 70

2. Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungsstand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge. Von SIEGMUND PREY (Mit Abb. 19) 79

2.1. Allgemeines 81

2.2. Die europäische Plattform vor und unter dem Alpenkörper 83

2.2.1. Die Böhmische Masse und ihre sedimentäre Überlagerung 83

2.2.2. Die Molassezone des Alpenvorlandes und ihre Fortsetzung zum Karpatenvorland 84

2.3. Der Aufbau des Ostalpenkörpers 86

2.3.1. Übersicht 86

2.3.2. Helvetikum, Ultrahelvetikum und Flyschzone am Nordrand der Alpen sowie ihre Aufschlüsse in den Fenstern der Nördlichen Kalkalpen 87

2.3.3. Die Nördlichen Kalkalpen 88

2.3.4. Die Grauwackenzone sowie ihre Äquivalente in den Zentralalpen in Verbindung mit aufliegenden Resten aus Mesozoikum und Eozän 90

(Erläuterungen zu den Profilen 5–8 der Abb. 19) 92

(Erläuterungen zu den Profilen 1–4 der Abb. 19) 101

2.3.5. Die großen mittelostalpinen Kristallinmassen der Zentralalpen und aufliegende permomesozoische Sedimente 107

2.3.6. Ausblick auf die West-Ostalpengrenze 109

2.3.7. Die (helvetisch)-penninisch-unterostalpinen Fenster in den zentralen Ostalpen: Gargellen-, Unterengadiner- und Tauernfenster – sowie Semmering- und Rechnitzer Fenster am Ostende 110

2.3.8. Die Periadriatische Naht 114

2.3.9. Die Südalpen 115

2.3.10. Das Inneralpine Tertiär 115

2.4. Erosion und Sedimente im Pleistozän und Holozän 117

3. Die geologischen Landschaften 119

3.1. Die Böhmische Masse in Österreich. Von GERHARD FUCHS und ALOIS MATURA (Mit Abb. 20 bis 24) 121

3.1.1. Einführung 121

3.1.2. Regionale Übersicht 121

3.1.3. Das Moldanubische Gneisgebirge. Von GERHARD FUCHS 121

3.1.3.1. Die Gesteine 121

3.1.3.2. Der geologische Bau 127

3.1.4. Die Moravische Zone. Von ALOIS MATURA 129

3.1.5. Das Süd-Böhmische Granitmassiv. Von GERHARD FUCHS 132

3.1.5.1. Die Gesteine 133

3.1.5.2. Der geologische Bau 134

3.1.6. Das Bavarikum. Von GERHARD FUCHS 135

3.1.6.1. Die Gesteine 135

3.1.6.2. Der geologische Bau 137

3.1.7. Das Perm von Zöbing. Von ALOIS MATURA 137

3.1.8. Störungssysteme der Böhmischen Masse 138

3.1.9. Zur Deutung des geologischen Baues 139

3.2. Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmischen Masse. Von WERNER FUCHS (Mit Abb. 25 bis 35 [Abb. 26, 28, 31, 33, 35: stratigraphische Tabellen]) 144

3.2.1. Die Molasse Vorarlbergs 145

3.2.2. Die alpennahen Molasseteile Süddeutschlands 151

3.2.3. Die Molasse des Unterinntales 152

3.2.4. Die Molasse Ostösterreichs 155

3.2.4.1. Die Molasse zwischen Salzach/Inn und Enns 158
3.2.4.2. Die Molasse zwischen Enns und Donau 164
3.2.4.3. Die Molasse zwischen Donau und Thaya 169

3.3. Molasse-Untergrund, Helvetikum, Flysche und Klippenzonen in Vorarlberg. Von Rudolf Oberhauser (Mit Abb. 36 bis 40) 177
3.3.1. Regionaler Überblick 177
3.3.2. Stratigraphie 178
3.3.2.1. Der Molasse-Untergrund 178
3.3.2.2. Die Helvetische Hauptdecke (Säntisdecke) 179
3.3.2.3. Die Schuppenzone (Liebensteiner Decke) 183
3.3.2.4. Die Wildflysch-Zone (Feuerstätter Decke) 183
3.3.2.5. Der Rhenodanubische Flysch 183
3.3.2.6. Die Falknis- und Sulzfluhdecke 184
3.3.2.7. Die Arosazone 184
3.3.3. Tektonik 184

3.4. Helvetikum, Flysche und Klippenzonen von Salzburg bis Wien. Von Siegmund Prey (Mit Abb. 41 bis 46 [Abb. 41, 42, 44: stratigraphische Tabellen]) 189
3.4.1. Erforschungsgeschichte 189
3.4.2. Regionaler Überblick 190
3.4.3. Stratigraphie 190
3.4.3.1. Das Helvetikum 190
3.4.3.2. Das Ultrahelvetikum 191
3.4.3.3. Der Rhenodanubische Flysch 191
3.4.3.4. Das Phänomen der exotischen Blöcke in der Flyschzone 198
3.4.4. Vulkanismus 199
3.4.5. Tektonik 199
3.4.6. Die Flyschzone zwischen Salzburg und dem Pechgraben südöstlich Steyr 200
3.4.7. Die Flyschzone zwischen dem Pechgraben südöstlich Steyr und dem Traisental südlich St. Pölten 205
3.4.8. Die Flyschzone zwischen dem Traisental und der Donau 210
3.4.9. Der Flysch nördlich der Donau 216
3.4.10. Die Flyschfenster innerhalb der östlichen Nördlichen Kalkalpen 216

3.5. Die Nördlichen Kalkalpen. Von Benno Plöchinger (Mit Abb. 47 bis 58 [Abb. 48, 49, 50: stratigraphische Tabellen]) 218
3.5.1. Einleitung 218
3.5.2. Stratigraphische Übersicht 219
3.5.2.1. Perm 219
3.5.2.2. Trias 219
3.5.2.2.1. Skyth 221
3.5.2.2.2. Anis-Ladin-Karn 221
3.5.2.2.3. Nor – Rhät 225
3.5.2.3. Jura 227
3.5.2.3.1. Lias 227
3.5.2.3.2. Dogger 228
3.5.2.3.3. Malm 230
3.5.2.4. Kreide – Alttertiär (bis Eozän) 231
3.5.3. Zur Tektonik der Nördlichen Kalkalpen 236
3.5.3.1. Vom Rheintal zum Inn-Quertal (Westabschnitt) 237
3.5.3.1.1. Der Rätikon und die Davenna-Gruppe 239
3.5.3.1.2. Lechquellengebirge, Lechtaler Alpen, Allgäuer Alpen 240
3.5.3.1.3. Der Abschnitt zwischen dem Fernpaß und dem Inn-Quertal 243

3.5.3.2. Vom Inn-Quertal zu den Weyerer Bögen (Mittelabschnitt) 244
3.5.3.2.1. Vom Inntal bis zum Salzachtal 245
3.5.3.2.2. Der Abschnitt zwischen dem Salzachtal und dem Ostrand des Dachsteinmassivs mit seinen nördlichen Vorbergen 249
3.5.3.2.3. Von der Linie Trauntal-Attersee zu den Weyerer Bögen 252
3.5.3.3. Von den Weyerer Bögen zum Wiener Becken (Ostabschnitt) 255
3.5.3.3.1. Das Wienerwald-Gebiet 256
3.5.3.3.2. Das Kalkvoralpengebiet zwischen Triestingtal und Weyerer Bögen 259
3.5.3.3.3. Das Mürzalpen-, Hohe Wand- und Schneeberggebiet 262

3.6. Die Grauwackenzone. Von Hans Peter Schönlaub (Mit Abb. 59 bis 72 [Abb. 60: stratigraphische Tabelle]) 265
3.6.1. Allgemeines 265
3.6.2. Postvariszikum im Montafon und am Arlberg 267
3.6.3. Die Landecker Quarzphyllitzone 268
3.6.4. Die Flaurlinger Quarzphyllite 269
3.6.5. Die Grauwackenzone der Kitzbühler Alpen 269
3.6.5.1. Die Schichtfolge 271
3.6.5.2. Bemerkungen zur Tektonik 274
3.6.6. Die Grauwackenzone von der Zeller Furche bis Radstadt 275
3.6.7. Die Grauwackenzone des Ennstales 278
3.6.8. Die Grauwackenzone der Eisenerzer Alpen und des Palten-Liesingtals 278
3.6.8.1. Die Norische Decke (Obere Grauwackendecke) 279
3.6.8.2. Die Veitscher Decke (Untere Grauwackendecke) 284
3.6.8.3. Tektonik 286
3.6.9. Das Ostsegment der Grauwackenzone (Leoben – Ternitz) 287

3.7. Die tektonischen Fenster und ihre Rahmen im zentralen Alpenkörper und in seiner Ostfortsetzung 290
3.7.1. Das Fenster von Gargellen. Von Herbert Raimund Pirkl 290
3.7.2. Das Unterengadiner Fenster. Von Rudolf Oberhauser (Mit Abb. 73 bis 76 [Abb. 76: stratigraphische Tabelle]) 291
3.7.2.1. Regionaler Überblick 291
3.7.2.2. Das Fensterinnere mit den im Alttertiär gestapelten nord- bis mittelpenninischen Einheiten 292
3.7.2.3. Die vorgosauisch gestapelten, südpenninischen und ostalpinen Einheiten des Fensterrahmens 296
3.7.2.4. Die jungalpidische Metamorphose sowie ihre begleitende und nachfolgende Tektonik 297
3.7.3. Das Tauernfenster. Von Otto Thiele (Mit Abb. 77 bis 81 [Abb. 81: stratigraphische Tabelle]) 300
3.7.3.1. Geographische Einführung 300
3.7.3.2. Übersicht 300
3.7.3.3. Gesteinsbestand und Stratigraphie 300
3.7.3.3.1. Zentralgneis und Untere Schieferhülle (Helvetische Fazies) 300
3.7.3.3.2. Das Deckensystem der Oberen Schieferhülle (Penninische Fazies) 303
3.7.3.3.3. Der Rahmen des Tauernfensters (Das Unterostalpin einschließlich der penninisch-unterostalpinen Mischungszonen) 304
3.7.3.4. Metamorphose 307

3.7.3.5. Tektonik 308
3.7.3.5.1. Zentralgneis und Untere Schieferhülle (? Helvetikum) 309
3.7.3.5.2. Decken der Oberen Schieferhülle (Penninikum) 309
3.7.3.5.3. Der Unterostalpine Rahmen 311
3.7.3.5.4. Bemerkungen zur voralpidischen Tektonik 314
3.7.4. Das Semmering- und Wechselsystem. Von ALFRED PAHR (Mit Abb. 82 und 83) 315
3.7.4.1. Das Semmeringsystem 315
3.7.4.1.1. Übersicht 315
3.7.4.1.2. Gesteinsbestand 315
3.7.4.1.3. Lagerungsverhältnisse 316
3.7.4.2. Das Wechselsystem 318
3.7.4.2.1. Übersicht 318
3.7.4.2.2. Gesteinsbestand 318
3.7.4.2.3. Lagerungsverhältnisse 319
3.7.4.2.4. Die tektonische Position des Wechselsystems 320
3.7.5. Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. Von ALFRED PAHR (Mit Abb. 84 bis 86) 320
3.7.5.1. Übersicht 320
3.7.5.2. Gesteinsbestand 321
3.7.5.3. Lagerungsverhältnisse 322
3.7.5.4. Die tektonische Position der Rechnitzer Serie 324
3.7.6. Das Rosalien- und Leithagebirge sowie die Hainburger Berge. Von ALFRED PAHR (Mit Abb. 87 [stratigraphische Tabelle]) 326
3.7.6.1. Übersicht 326
3.7.6.2. Gesteinsbestand 327
3.7.6.3. Lagerungsverhältnisse 330
3.8. Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner). Von HERBERT RAIMUND PIRKL (Mit Abb. 88 bis 93 [Abb. 93: stratigraphische Tabelle]) 332
3.8.1 Übersicht 332
3.8.2. Geologische Beschreibung der Silvretta-, Samnaun- und Verwallgruppe 332
3.8.2.1. Interngliederung des Silvrettakristallins 332
3.8.2.2. Westrand: Bereich Mittelbünden, Gargellen 336
3.8.2.3. Nordrand: Bereich Montafon – Landeck 336
3.8.2.4. Landecker Quarzphyllitzone 337
3.8.3. Geologische Beschreibung der Ötztaler und Stubaier Alpen 338
3.8.3.1. Interngliederung des Ötztalkristallins 338
3.8.3.2. Westrand: Bereich Unterengadin 339
3.8.3.3. Nordrand: Bereich Arzl – Innsbruck 339
3.8.3.4. Ostrand: Brennermesozoikum s. l., Steinacher Decke 340
3.8.3.5. Südrand: Schneeberger Zug, Bereich Vintschgau 341
3.8.4. Genese (Metamorphosegeschichte, Tektonik) 343
3.8.5. Hinweise zur alpidischen Bruchtektonik 344
3.8.6. Hinweise zum Problem des Bimssteins von Köfels 347
3.9. Die östlichen Zentralalpen (südlich der Hohen Tauern und östlich der Katschberg-Linie) 348
3.9.1. Begriffsbestimmung 348
3.9.2. Die Defereggen Alpen. Von JULIAN PISTOTNIK 348
3.9.3. Die Schobergruppe. Von ALBERT DAURER 351
3.9.4. Die Kreuzeck- und Sadniggruppe. Von HANS PETER SCHÖNLAUB (Mit Abb. 94: stratigraphische Tabelle) 352
3.9.5. Die Goldeckgruppe. Von HANS PETER SCHÖNLAUB (Mit Abb. 95) 356

3.9.6. Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). Von JULIAN PISTOTNIK (Mit Abb. 96) 358
3.9.6.1. Kristallines Grundgebirge (Altkristallin) 359
3.9.6.2. Stangalm-Mesozoikum (s. l.) 361
3.9.6.2.1. Stangalm-Mesozoikum (s. str.) 361
3.9.6.2.2. Pfannockeinheit 362
3.9.6.3. Gurktaler Decke 362
3.9.6.4. Tektonik 362
3.9.7. Die Schladminger und Wölzer Tauern. Von ALOIS MATURA (Mit Abb. 97) 363
3.9.7.1. Grundzüge des geologischen Baues 363
3.9.7.2. Gesteinsbestand 364
3.9.7.3. Zum Bau und zur geologischen Entwicklung 365
3.9.8. Die Bösensteingruppe und die Seckauer Tauern. Von SUSANNA SCHARBERT (Mit Abb. 98) 368
3.9.9. Das Altkristallin nordwestlich von Villach und im Klagenfurter Becken. Von BENNO PLÖCHINGER 371
3.9.10. Die östlichen Gurktaler Alpen und der Raum um Murau und Neumarkt. Von HANS PETER SCHÖNLAUB (Mit Abb. 99 und 100) 373
3.9.10.1. Das ältere Paläozoikum 374
3.9.10.2. Das postvariszische Deckgebirge 377
3.9.10.3. Tektonik 377
3.9.11. Krappfeld, Saualpe und Seetaler Alpen, St. Pauler Berge. Von PETER BECK-MANNAGETTA (Mit Abb. 101 bis 103) 378
3.9.11.1. Die Saualpe und die nach Norden anschließenden Seetaler Alpen 378
3.9.11.2. Postvariszische Sedimente (bis zum Mitteleozän) im Krappfeld und den St. Pauler Bergen mit ihren südöstlichen Fortsetzungen 382
3.9.12. Die Koralpe. Von PETER BECK-MANNAGETTA (Mit Abb. 104 bis 106) 386
3.9.12.1. Der Gesteinsbestand (vom Hangenden zum Liegenden) 386
3.9.12.2. Die Interntektonik 387
3.9.13. Stub- und Gleinalpe sowie die südwestlichen Fischbacher Alpen und das Kristallingebiet von Anger. Von SUSANNA SCHARBERT (Mit Abb. 107 und 108) 392
3.9.13.1. Das Mugel- und Rennfeldkristallin 393
3.9.13.2. Das Stub- und Gleinalpenkristallin 393
3.9.13.3. Das Kristallin von Anger mit der aufliegenden Raasbergfolge 395
3.9.13.4. Zur Bildungsgeschichte des Stub- und Gleinalpenkristallins 395
3.9.14. Das Bergland um Graz sowie Remschnigg und Sausal. Von HANS PETER SCHÖNLAUB (Kristallin, Paläozoikum, Trias) und RUDOLF OBERHAUSER (Gosau von Kainach) (Mit Abb. 109 bis 112) 396
3.9.14.1. Das Radegunder Kristallin 396
3.9.14.2. Das Grazer Paläozoikum 397
3.9.14.2.1. Die Rannachfazies (non Rannachserie: diese vgl. S. 370) 397
3.9.14.2.2. Die Hochlantschfazies 399
3.9.14.2.3. Die Tonschieferfazies 399
3.9.14.2.4. Tektonik 400
3.9.14.3. Die Gosau von Kainach. Von RUDOLF OBERHAUSER 400
3.9.14.4. Remschnigg und Sausal 402
3.9.15 Der Troiseck-Floning-Zug. Von JULIAN PISTOTNIK 403

3.10 Der Drauzug (Gailtaler Alpen – Nordkarawanken). Von FRANZ KARL BAUER und HANS PETER SCHÖNLAUB (Mit Abb. 113 bis 118 [Abb. 113, 118: stratigraphische Tabellen]) 405

3.10.1. Die voralpidische Unterlage in den Gailtaler Alpen und Nordkarawanken. Von HANS PETER SCHÖNLAUB ... 405
3.10.1.1. Das Eisenkappeler Altkristallin und die Karawankenplutone ... 405
3.10.1.2. Das Eisenkappeler Paläozoikum ... 409
3.10.1.3. Das Gailtalkristallin ... 410
3.10.2. Das Karbon von Nötsch. Von HANS PETER SCHÖNLAUB ... 411
3.10.3. Das Permomesozoikum des Drauzuges. Von FRANZ KARL BAUER ... 413
3.10.3.1. Die Schichtfolge ... 413
3.10.3.2. Der Bau der Lienzer Dolomiten und der Gailtaler Alpen ... 417
3.10.3.3. Der Bau der Nordkarawanken ... 419
3.10.4. Die Gailtallinie. Von HANS PETER SCHÖNLAUB ... 422
3.11. Die Südalpen (Karnische Alpen – Südkarawanken). Von FRANZ KARL BAUER und HANS PETER SCHÖNLAUB (Mit Abb. 119 bis 130 [Abb. 119: Stratigraphische Tabelle]). 427
3.11.1. Übersicht ... 427
3.11.2. Das Paläozoikum der Karnischen Alpen, der Westkarawanken und des Seeberger Aufbruchs. Von HANS PETER SCHÖNLAUB ... 429
3.11.2.1. Die paläozoische Schichtfolge ... 429
3.11.2.1.1. Der Unterbau (Ordovizium – Karbon) ... 429
3.11.2.1.2. Der Oberbau (Oberkarbon, Perm) ... 433
3.11.2.2. Der geologische Bau ... 435
3.11.3. Die südalpine Trias in den Karnischen Alpen und den Südkarawanken. Von FRANZ KARL BAUER ... 447
3.11.3.1. Die triassische Schichtfolge in den Karnischen Alpen ... 447
3.11.3.2. Die triassische Schichtfolge in den Südkarawanken ... 447
3.11.3.3. Faziesbeziehungen zwischen Drauzug und Südalpen während der Triaszeit ... 449
3.11.3.4. Der geologische Bau des Gartnerkofelmassivs (Trias) in den Karnischen Alpen ... 449
3.11.3.5. Der geologische Bau der Südkarawanken ... 450
3.12. Das Inneralpine Tertiär. Von WERNER FUCHS (Mit Abb. 131 bis 135 [Abb. 132, 134: stratigraphische Tabellen]) ... 452
3.12.1. Das Inneralpine Wiener Becken und seine Randbuchten (Eisenstädter Becken, Brennberger Hügelland, Landseer Bucht) ... 452
3.12.2. Das Steirische Becken und seine Randbuchten ... 462
3.12.3. Das Lavanttaler Becken ... 471
3.12.4. Das Klagenfurter Becken ... 475
3.12.5. Die Norische Senke ... 477
3.12.6. Die Augensteinschotter ... 478
3.12.7. Das Ennstaltertiär ... 479
3.12.8. Die präquartäre Morphogenese des Alpenraumes ... 480
3.13. Das Werden der Landschaftsräume seit dem Oberpliozän. Von WERNER FUCHS (Mit Abb. 136 und 137 [Abb. 137: stratigraphische Tabelle]) ... 484
3.13.1. Einleitung ... 484
3.13.2. Der von zeitweiligen Großvereisungen direkt betroffene Bereich Österreichs 489
3.13.2.1. Der österreichische Anteil an Rheintal und Bodenseegebiet ... 489
3.13.2.2. Das Tiroler Inntal ... 490
3.13.2.3. Das Salzachtal ... 491
3.13.2.4. Das Trauntal ... 492
3.13.2.5. Das Alm- und Kremstal ... 494
3.13.2.6. Das Steyr- und Ennstal ... 494
3.13.2.7. Das Ybbstal ... 495
3.13.2.8. Der im Gebirgsinneren verlaufende Abschnitt des Murtales ... 496
3.13.2.9. Das Drautal und das Klagenfurter Becken ... 496
3.13.2.10. Die östlichen Zentralalpen ... 497

3.13.3. Der von zeitweiligen Großvereisungen nur indirekt betroffene Bereich Österreichs ... 497
3.13.3.1. Der Donauraum ... 498
3.13.3.2. Die Böhmische Masse ... 503
3.13.3.3. Das Weinviertel ... 503
3.13.3.4. Das Murtal im Steirischen Becken ... 503

4. Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. Von JULIUS DRIMMEL (Mit Abb. 138 bis 143) ... 505
4.1. Einleitung und Begriffsbestimmungen ... 507
4.2. Die Energieausbreitung ostalpiner Beben ... 510
4.3. Die zeitliche und räumliche Verteilung der wichtigsten Ostalpenbeben ... 513
4.3.1. Erdbeben an der Mur-Mürz-Leitha-Linie ... 515
4.3.2. Erdbeben in Nordtirol ... 518
4.3.3. Starkbeben an der Periadriatischen Nahtzone (einschließlich Nebenstörungen) ... 519
4.3.4. Starkbeben im überschobenen Teil der Böhmischen Masse ... 521
4.3.5. Seismische Quellgebiete im außeralpinen Kristallin ... 522
4.3.6. Bebenherde in den Niederen und Hohen Tauern ... 523
4.3.7. Intensive Kleinbebenherde in Vorarlberg ... 523
4.3.8. Habituelle Stoßgebiete zwischen Ennstal und Steyrtal ... 523
4.3.9. Bemerkenswerte Bebenherde abseits der behandelten Störungszonen ... 524
4.4. Seismische Herdvorgänge und das seismotektonische Spannungsfeld ... 525

5. Angewandte Geologie ... 529
5.1. Mineralische Rohstoffe und Energieträger ... 531
5.1.1. Erze. Von HERWIG HOLZER (Mit Abb. 144 bis 146) ... 531
5.1.1.1. Überblick ... 531
5.1.1.2. Erze in der Böhmischen Masse ... 531
5.1.1.3. Molasse, inneralpines Tertiär, Helvetikum, Flysch und Klippenzonen ... 531
5.1.1.4. Erze im Ostalpin, in den inliegenden penninischen Fenstern sowie im südalpin-dinarischen Körper: Eisenerz; Manganerz; Chromerz; Molybdänerz; Nickel-Kobalterz; Wolframerz; Kupfererz; Schwefelkies und begleitende Erze; Blei-Zinkerz; Antimonerz; Quecksilbererz; Gold und Silber; Uranerz; Bauxit ... 532
5.1.2. Industrieminerale. Von HERWIG HOLZER ... 538
5.1.2.1. Überblick ... 538
5.1.2.2. Vorkommen: Magnesit; Talk; Leukophyllit („Weißerde"); Kaolin; Graphit; Gips-Anhydrit; Steinsalz; Disthen; Kieselgur; Schwerspat; Flußspat; Asbest; Phosphate; Beryll und Smaragd; Feldspat, Quarz und Glimmer; Quarzit; Quarzsande; Bentonit, Tone, Traß 538
5.1.3. Steine, Erden und Baustoffe. Von GERHARD MALECKI ... 542
5.1.3.1. Wirtschaftliche Bedeutung ... 542
5.1.3.2. Naturwerkstein, Baustein ... 542
5.1.3.3. Steinbrecherzeugnisse, Splitte ... 544
5.1.3.4. Kalk ... 545
5.1.3.5. Zement-Rohstoffe ... 546
5.1.3.6. Kies und Sand ... 546
5.1.3.7. Ziegelrohstoffe ... 547
5.1.4. Ölschiefer. Von MARIA HEINRICH ... 547
5.1.4.1. Einleitung ... 547
5.1.4.2. Vorkommen in der Obertrias und im Lias der Kalkalpen ... 547
5.1.4.3. Vorkommen in den Gosauschichten der Oberkreide und im Alttertiär auf den Kalkalpen und Zentralalpen ... 548

5.1.5. Kohle. Von Maria Heinrich (Mit Abb. 147 bis 149) 548
5.1.5.1. Übersicht 548
5.1.5.2. Anthrazit 548
5.1.5.3. Steinkohle 549
5.1.5.3.1. Vorkommen im Molasseuntergrund 549
5.1.5.3.2. Vorkommen im Grestener Lias der Klippenzone und in der kalkalpinen Obertrias 549
5.1.5.3.3. Vorkommen in den Gosauschichten der Oberkreide auf den Kalkalpen und Zentralalpen 549
5.1.5.4. Braunkohle 550
5.1.5.4.1. Übersicht über die regionale und stratigraphische Verbreitung 550
5.1.5.4.2. Gebiete mit in Abbau befindlichen Vorkommen 550
5.1.5.4.3. Hoffnungsgebiete 554
5.1.6. Torf. Von Ilse Draxler 554
5.1.6.1. Allgemeines 554
5.1.6.2. Niedermoore 555
5.1.6.3. Hochmoore 555
5.1.6.4. Vorräte 555
5.1.7. Erdöl und Erdgas. Von Rudolf Grill und Werner Janoschek (Mit Abb. 150 bis 156) 556
5.1.7.1. Übersicht 556
5.1.7.2. Molassezone, Helvetikum und Flysch in Vorarlberg 558
5.1.7.3. Molassezone, Flyschzone und Kalkalpen in Oberösterreich und Salzburg 560
5.1.7.4. Molassezone, Flyschzone und Kalkalpen in Niederösterreich 562
5.1.7.5. Wiener Becken 565
5.1.7.6. Steirisches Becken und Randbereiche des Pannonischen Beckens 571
5.1.8. Geothermische Energie. Von Felix Ronner (Mit Abb. 157 und 158) 574
5.1.8.1. Einleitung 574
5.1.8.2. Das Oststeirische Becken 575
5.1.8.3. Das Wiener Becken 577
5.1.8.4. Die Molassezone 578

5.2. Hydrogeologie. Von Traugott Erich Gattinger (Mit Abb. 159 und 160) 580
5.2.1. Überblick 580
5.2.2. Die Hydrogeologischen Landschaften 580
5.2.2.1. Das Kristallingebiet der Böhmischen Masse 580
5.2.2.2. Die Molassezone des Alpenvorlandes und das Gebiet zwischen Böhmischer Masse und Waschbergzone 581
5.2.2.3. Die Flyschzone 585
5.2.2.4. Die Nördlichen Kalkalpen 586
5.2.2.5. Die Grauwackenzone 587
5.2.2.6. Die Zentralzone 588
5.2.2.7. Das südliche Kalkgebirge 588
5.2.2.8. Die inneralpinen Tal- und Beckengebiete und das Wiener Becken 589
5.2.3. Mineral- und Thermalwässer 592
5.2.4. Grundwasser und Massenbewegungen 593

6. Anhang 595
6.1. Die Geologische Dokumentation 597
6.1.1. Institutionen, Museen und Sammlungen. Von Rudolf Sieber 597
6.1.1.1. Universitätsinstitute für Geowissenschaften und Geotechnik 597
6.1.1.2. Bundesstaatliche Geowissenschaftliche Institutionen 598

6.1.1.3. Geowissenschaftliche und geotechnische Forschungsinstitutionen verschiedener öffentlicher Körperschaften, der Bergbauunternehmen, der Industrie sowie anderer Stellen 598
6.1.1.4. Museen und Sammlungen 599
6.1.1.4.1. Bundesstaatliche Museen 599
6.1.1.4.2. Landesmuseen 599
6.1.1.4.3. Geowissenschaftliche Sammlungen in Museen der Gemeinden und in Heimatmuseen, Freilandmuseen etc. .. 599
6.1.2. Geowissenschaftliche und geotechnische Vereinigungen. Von RUDOLF SIEBER 600
6.1.3. Verzeichnis österreichischer Periodika, die zumindest fallweise einen bestimmten Umfang Themen aus Geowissenschaften und Geotechnik widmen. Von TILLFRIED CERNAJSEK 601
6.1.4. Verzeichnis wichtiger geowissenschaftlicher Karten Österreichs. Von TILLFRIED CERNAJSEK (Mit Abb. 161 bis 163) 604
6.1.4.1. Übersichtskarten für das gesamte Staatsgebiet 604
6.1.4.2. Bundesländerübersichtskarten 604
6.1.4.3. Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 606
6.1.4.4. Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000 608
6.1.4.5. Kleine Auswahl der geologischen Gebietskarten des österreichischen Bundesgebietes 609
6.1.4.6. Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 612
6.1.4.7. Österreichische Bodenkarte 1 : 25.000 612
6.1.4.8. Kartenbeilagen in Zeitschriften, Manuskriptkarten etc. 612
6.2. Ausgewählte Schriften. Von TILLFRIED CERNAJSEK 613
6.3. Orts- und Sachverzeichnis. Von TILLFRIED CERNAJSEK 665
6.4. Die stratigraphische Verbreitung einiger wichtiger Fossilien aus Österreich (Stratigraphische Tabelle mit radiometrischer Altersskala: Abb. 164). Von HELGA PRIEWALDER 696

Neu erstellte wissenschaftliche Graphik außerhalb eigener Texte

WOLETZ, G. (Abb. 12):
Zur Schwermineral-Führung der Kreide- und Alttertiärschichten der Ostalpen unter besonderer Berücksichtigung der Chromspinell-Vorkommen 43

SCHARBERT, S. (Abb. 13):
Karte der Verbreitungsgebiete der alpidischen Metamorphose in den Ostalpen 46

HAUSER, CHR. (Abb. 19):
Kalkalpen und Vorland in den Profilen 5 und 6 99

SCHNABEL, W. (Abb. 41):
Jura, Kreide und Alttertiär der Helvetischen Schichtfolgen der nördlichen Ostalpen 192

SCHNABEL, W. (Abb. 42):
Kreide und Alttertiär der Schichtfolgen des Flysches der nördlichen Ostalpen 196

SCHNABEL, W. (Abb. 44):
Trias, Jura und Kreide der Klippenzonen der nördlichen Ostalpen 207

PRIEWALDER, H. & STRADNER, H. (Abb. 45):
Diagramm über bemerkenswerte Vorkommen wichtiger Nannoplankton-Arten in marinen Kreide-Sedimenten Österreichs 212

PRIEWALDER, H. & STRADNER, H. (Abb. 46):
Diagramm über bemerkenswerte Vorkommen wichtiger Nannoplankton-Arten in marinen Tertiär-Sedimenten Österreichs 215

SCHÄFFER, G. (Abb. 54):
Geologie um den Plassen: ein Beispiel aus dem Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen 250

SCHNABEL, W. (Abb. 76):
Permomesozoikum, Paleozän und Eozän in den zentralen Ostalpen: Penninikum und Unterostalpin, westlicher Teil: West-Ostalpengrenze und Unterengadiner Fenster 298

SCHNABEL, W. (Abb. 81):
Permomesozoikum in den zentralen Ostalpen: ?Helvetikum, Penninikum und Unterostalpin, mittlerer Teil: Tauernfenster 312

SCHNABEL, W. (Abb. 87):
Permomesozoikum und Eozän in den zentralen Ostalpen: Penninikum, Unterostalpin und Tatriden, östlicher Teil: Alpenostende 329

SCHNABEL, W. (Abb. 93):
Permomesozoikum und Paleozän in den zentralen Ostalpen: Zentralalpin (Mittelostalpin) und Oberostalpin, westlicher Teil 346

SCHNABEL, W. (Abb. 113):
Permomesozoikum in den zentralen Ostalpen: Zentralalpin (Mittelostalpin), Oberostalpin incl. zentralalpine Gosau mit Eozän, mittlerer und östlicher Teil 406

SCHNABEL, W. (Abb. 118):
Das Mesozoikum in den Südalpen: Dolomiten, Südkarawanken 426

SCHERMANN, O. (Abb. 146):
Der die sedimentäre Abfolge durchschlagende Kupfererzgang in Mitterberg, dargestellt anhand eines Blockbildes der Kupferbergbau Mitterberg GmbH. 535

Benützungshilfen

BECK-MANNAGETTA, P. & MATURA, A.:
Geologische Karte von Österreich 1 : 1,5 Mio., in Farbe (hinterer Vorsatz).

OBERHAUSER, R.:
Abbildungsübersicht 1 : 1,5 Mio., in Farbe (Vorsatz); Inhaltsverzeichnis; gebietsweisende Skizzen für die regionalen Kapitel.

Seitenverweise auf stratigraphische Tabellen

Böhmische Masse, Alpenvorland, Wiener Becken, Alpen (Quartär) 58, 59, 62, 499

Molasse mit Untergrund, Böhmische Masse, Wiener- und Steirisches Becken (Paläozoikum, Mesozoikum, Tertiär) 148, 151, 160, 165, 171, 461, 466, 467

Helvetikum, Flysche und Klippenzonen am Alpennordrand (Mesozoikum, Alttertiär) 192, 193, 196, 197, 207

Kalkalpen (Paläozoikum, Mesozoikum, Paleozän, Eozän) 224, 229, 233

Grauwackenzone und Grazer Paläozoikum (Paläozoikum) 270

Tektonische Halbfenster und Fenster im zentralen Alpenkörper (Paläozoikum, Mesozoikum, Paleozän, Eozän) 298, 299, 312, 313, 329

Zentralalpen (Paläozoikum, Mesozoikum, Paleozän, Eozän) 346, 354, 355, 406, 407

Südalpen (Paläozoikum, Mesozoikum) 426, 431

1. Die geologische Entwicklung der Ostalpen und ihres Vorlandes

1.1. Das Prävariszikum und Variszikum

(Die geologische Entwicklung vom Beginn der Überlieferung durch das Paläozoikum bis zum Ende der variszischen Zeit im Oberkarbon)

Von SUSANNA SCHARBERT und HANS PETER SCHÖNLAUB

Mit den Abbildungen 1 bis 8

1.1.1. Einleitung

Als etwa zur Mitte des vorigen Jahrhunderts bekannt wurde, daß in den Alpen neben paläozoischen Fossilien auch vormesozoische Strukturrelikte überliefert sind, war zu erwarten, daß zukünftige Forschungen bald weitere Befunde zum voralpidischen Entwicklungsabschnitt liefern würden. Tatsächlich aber wurde allen nachfolgenden Bearbeitern, die die Vorgeschichte der Alpen behandelten, im Verlaufe ihrer Untersuchungen immer klarer vor Augen geführt, daß das voralpidische Grundgebirge eine überaus komplizierte tektonische und lithologische Bildungsgeschichte aufweist, deren einzelne Etappen in ihrer Wirkung und zeitlichen Aufeinanderfolge – wenn überhaupt – sicher nur sehr schwer und unvollständig zu rekonstruieren sein würden.

Wenn trotz aller Schwierigkeiten die Architektur des alpinen Orogens heute sowohl in seinen zentralen, westalpinen Abschnitten als auch in den Ostalpen in groben Umrissen einigermaßen erfaßt und hinsichtlich der Geodynamik auch Parallelen mit außeralpinen Orogenkörpern erkannt sind, so darf dennoch nicht übersehen werden, daß in diesem Gebäude bisher zwar einzelne Bauteile detailliert bearbeitet werden konnten, hingegen die Frage nach ihrem Fundament noch nicht erschöpfend beantwortet werden kann. Vielfach fehlt die notwendige Sicherheit der Grundlagen, und es überrascht daher keineswegs, wenn heute, wie 1854 durch D. STUR, die Hauptmasse der kristallinen Zentralzone der Alpen vielenorts noch immer unter der Sammelbezeichnung *„Altkristallin"* zusammengefaßt wird.

Mit dem Begriff „Altkristallin" bezeichneten die Geologen des vorigen Jahrhunderts Gneis- und Glimmerschieferkomplexe, weiters verschiedene metamorphe Komplexe und gelegentlich auch Orthogesteinsabkömmlinge (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1979). Da in diesen keinerlei Fossilien gefunden werden konnten, galt für sie scheinbar zu Recht die Annahme eines vorpaläozoischen Alters. Daher bereitete es anfangs keine Schwierigkeiten, diese Gruppe von jüngeren fossilführenden Gesteinen zu trennen, wie etwa vom Karbon des Königstuhls bei Innerkrems, dessen Flora bereits B. HACQUET (1784) kannte, vom Karbon von Nötsch, das erstmals durch F. MOHS (1807) näher beschrieben wurde, oder von Schichten mit Devon- und Silurfossilien, die in den Ostalpen zuerst von F. UNGER (1843) bzw. F. v. HAUER (1847) gefunden wurden. Der biostratigraphische Nachweis von Perm und Ordoviz gelang hingegen erst später G. STACHE (1872, 1884) im Verlaufe seiner klassischen Übersichten über paläozoische Ablagerungen.

In den Ostalpen ist es naheliegend, alle jene Komplexe zum *Grundgebirge* zu zählen, die unter den Transgressionsflächen alpidischer Sedimentfolgen liegen. Das Grundgebirge ist daher älter als Oberkarbon oder Perm, welche in Abhängigkeit vom Zustand der variszischen „Ruine" über die jeweils frei liegenden Gesteine mit verschieden alten Bildungen transgredieren. Wie das Bild des alpidischen Transgressionsverlaufes, Geröllanalysen aus den Basisbildungen, radiometrische Alterswerte und schließlich das heute entblößte Grundgebirge selbst zeigen, übergreifen die jüngeren Ablagerungen nicht nur Bereiche mit sehr verschiedenem Grad der Metamorphose, sondern anscheinend auch altersmäßig verschiedene Anteile des Grundgebirges. So liegt etwa in der *Böhmischen Masse* das Unterperm von Zöbing über Granuliten und Paragneisen des Moldanubikums; in der *Nördlichen Grauwackenzone* folgen im allgemeinen klastische Permablagerungen („Alpiner Verrucano") über steil aufgerichteten altpaläozoischen Kalken und Schiefern; in der *Zentralzone,* etwa dem Sekkauer Kristallin, überlagert gleichfalls Perm ein hauptsächlich variszisches Granit- und Paragesteinsmassiv. Die gleichen Feststellungen gelten für die *Hohen Tauern,* wo die variszischen Zentralgneise eine permomesozoische Sedimentauflage haben bzw. in der Unteren Schieferhülle noch Teile des *„Alten Daches"* erhalten sind. Transgressionsverbände sind aber auch in südlich

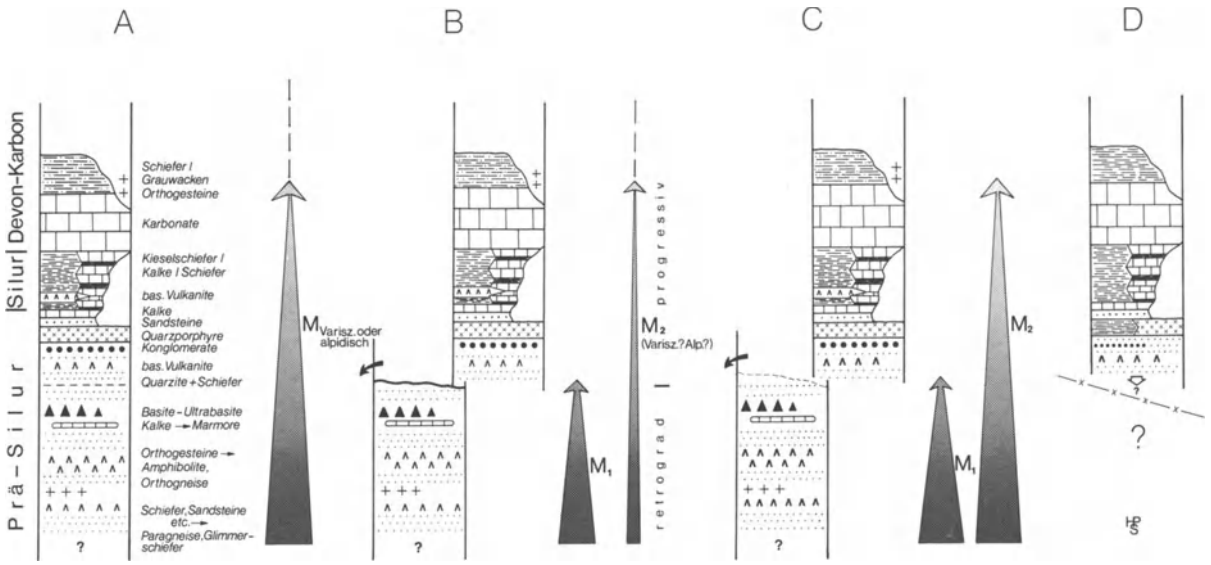


Abb. 1. Schematische Darstellung des nicht-metamorphen und metamorphen altpaläozoischen Grundgebirges in den Ostalpen unter Berücksichtigung der Hauptgesteinstypen. Pfeile charakterisieren die erfaßten Formationen und die Intensität der Metamorphosen (M, M_1, M_2)
A. Die Schichtfolge der östlichen Grauwackenzone; es liegt die Annahme zugrunde, daß die Gesteine von einer nach oben hin abklingenden, variszischen oder alpidischen Metamorphose erfaßt wurden und im metamorphen Grundgebirge eingebaut sind
B, C. Polymetamorphes kristallines Grundgebirge mit verschieden alten Ausgangsgesteinen; Fall C mit einer verschleierten Diskontinuitätsfläche (siehe Text)
D. Die Schichtfolge des „nicht-metamorphen" südalpinen Grundgebirges der Karnischen Alpen und Karawanken mit tektonischer Liegendgrenze

anschließenden Zonen vorhanden, wie etwa im *Goldeck-* und *Gailtalkristallin* oder im Hangenden der östlichen *Bundschuhmasse* und im *Mittelkärntner Raum,* wo das Deckgebirge transgressiv sowohl diaphthoritisches Kristallin als auch wenig metamorphe altpaläozoische Abfolgen mit einem deutlichen Hiatus in der Metamorphose diskordant überlagern kann. Schließlich müssen hier auch die *Karnischen Alpen* angeführt werden, wo an vielen Stellen in oft lehrbuchhafter Weise die Kontakte von flach liegendem Oberkarbon bzw. Perm mit intensiv verfalteten altpaläozoischen Kalken und dem karbonen Hochwipfelflysch seit langem bekannt sind.

Schon aus diesen wenigen Beispielen erkennen wir die Komplexheit des Grundgebirges und dessen vielfältigen Gesteinsbestand. Für die metamorphen Anteile galt dabei, wie erwähnt, lange Zeit die Vorstellung eines ausschließlich vorpaläozoischen Alters. Dieses Bild ist jedoch durch neue Erkenntnisse in den vergangenen Jahren nicht nur immer fragwürdiger geworden, sondern hat sich heute dahingehend gewandelt, daß im wesentlichen drei Gruppen von Ausgangsgesteinen (Edukten) unterschieden werden, die sich am Aufbau des Grundgebirges beteiligen. Es sind dies:

1. Prävariszische Kristallinkomplexe,
2. Prävariszische sowie variszische Intrusiva und
3. Altpaläozoische Sedimente und Vulkanite.

Obwohl die bisherigen Altersbestimmungen und die entsprechenden Feldbeobachtungen in den Kristallinarealen der Ostalpen noch keineswegs die für endgültige Aussagen erforderliche Dichte an Beobachtungen aufweisen, läßt sich doch schon jetzt deutlich erkennen, daß neben dem variszischen Ereignis im Grundgebirge noch ein älterer prävariszischer und ein alpidischer Prägungsakt wirksam waren. Als markantes gemeinsames Merkmal verbindet die oben angeführten drei Gesteinsgruppen die variszische Orogenese, die zu einem strukturellen Umbau, zu einer metamorphen Gefügeprägung und zu Mineralparagenesen führte, die primäre Gesteinskennzeichen aller drei Glieder in unterschiedlichem Maße verwischten. Dennoch scheint es möglich, durch kombinierte Anwendung geochronologischer Methoden, mit Hilfe des Serienvergleichs, nach lithostratigraphischen Vergleichen, Analogieschlüssen und vielleicht auch mittels fazieskritischer Mineralparagenesen eine recht sichere Trennung zwischen progressiv metamorphen, altpaläozoischen Sedimentfolgen und einem darunterliegenden, älteren Kristallinkomplex durchzuführen. Dies gilt auch, wenn diese Grenzfläche weder durch Diskordanzen

noch durch Basalbildungen charakterisiert und markiert wird.

In solchen Fällen, in denen weder paläozoische Sedimentserien noch deren metamorphe Äquivalente vorhanden oder nur lückenhaft bekannt sind, bestehen zur Zeit jedoch große Probleme, eine relative Altersfolge im Grundgebirge festzustellen. Ein Hauptgrund dürfte auch hier der *polymetamorphe Zustand* des Kristallins sein, der zum Erscheinungsbild metamorpher Konvergenzen führen könnte. So ist z. B. der Fall möglich, daß analog den oben ausgeführten Vorstellungen zwei verschiedenzeitige metamorphe Ereignisse gleicher Intensität eine einheitliche, stetige Entwicklung eines proterozoisch-altpaläozoischen Schichtstoßes vortäuschen, in Wirklichkeit darin aber eine (verschleierte) Diskontinuitätsfläche einen älteren Kristallinkomplex von einem im Grenzbereich stofflich gleichartigen, jüngeren trennt.

Die nachfolgende altalpidische Metamorphose erfaßte im Einflußbereich dieses Geschehens liegende Deckgebirgsanteile, wie z. B. Teile des zentralalpinen Mesozoikums, den Südrand der Kalkalpen oder permomesozoische Schieferhüllgesteine in den Hohen Tauern. Im Grundgebirge fanden Rekristallisationen und die Bildungen neuer Mineralparagenesen, wie Phengit, Chloritoid, Stilpnomelan und Glaukophan – je nach tektonischer Position – in unterschiedlichem Ausmaß statt. Die Stärke der Metamorphose nimmt von Norden nach Süden zu.

Literatur: HACQUET B. 1784; HAUER F. v. 1847; MOHS F. 1807; SCHÖNLAUB H. P. 1979; STACHE G. 1872, 1884; STUR D. 1854; UNGER F. 1843.

1.1.2. Die Entwicklungsgeschichte des Grundgebirges

In den Ostalpen sind weder präkambrische Gesteine bekannt, die radiometrisch datiert sind, noch gibt es biostratigraphisch belegtes Kambrium. Hinweise für eine *präkambrische Petrogenese* finden sich aber in der Silvretta, in den Westalpen und in der Böhmischen Masse in detritischen, ererbten Zirkonen, die ein primäres Kristallisationsalter von 1500 Mio. J. und mehr (meist 2000–2300 Mio. J.) anzeigen. Diese Werte deuten ein altes Liefergebiet an; seine Größe sowie die Art der an seinem Aufbau beteiligten Gesteine sind unbekannt. Auch bleibt die Frage offen, ob in dieser Zeit ältere Metamorphosen stattfanden (vgl. B. GRAUERT & A. ARNOLD, 1968; R. PIDGEON et al., 1968; E. JÄGER, 1964; B. GRAUERT et al., 1973; P. D. NUNES & R. H. STEIGER, 1974; J. F. v. RAUMER, 1976; K. SCHMIDT, 1976).

Im Intervall von 1500 bis 500 Mio. J. ist es unwahrscheinlich, daß in Mittel- und Südeuropa eine Regionalmetamorphose wirksam war (E. JÄGER, 1969; B. GRAUERT et al., 1973). Vielmehr dürfte es sich um eine länger andauernde Periode relativer Ruhe gehandelt haben, in der ältere Hochgebiete abgetragen und große Mengen Schutt in eine proterozoisch-altpaläozoische Geosynklinale abgelagert wurden. Dazu dürften die monotonen pelitisch-psammitischen Edukte der Paraserien in der Silvretta und im Ötztalkristallin gehören, weiters Teile der „Südlichen Gneiszone", der nördlichste Bereich der Kreuzeckgruppe und Teile der Muralpen (z. B. Schladminger Tauern, Seckauer Tauern, Gleinalpe).

An der Füllung dieser Geosynklinale beteiligten sich neben Sedimenten auch Abkömmlinge von vulkanischem Material (basische Magmatite und Tuffe) als Edukte der späteren Amphibolite und Eklogite. Belegbar ist eine weitverbreitete Förderung saurer Magmen im Zeitintervall von 500–430 Mio. J. analog den Vorgängen in außeralpinen Sedimentationsräumen (z. B. Barrandium). Als Beispiele für dieses Ereignis ließen sich die Muskovitgranit- und Augengneise im Ötztal- und Silvrettakristallin anführen (vgl. O. SCHMIDEGG, 1964; W. HARRE et al., 1968; B. GRAUERT, 1969; F. PURTSCHELLER, 1971; M. SATIR, 1976), weiters die hellen Augengneise in der Schobergruppe (G. TROLL et al., 1976; W. BRACK et al., 1977), die hellen Plagioklasgneise in der Gleinalpe (W. FRANK et al., 1976), die hellen Gneisbänder aus dem Seckauer Kristallin (vgl. Regionaler Teil) und vielleicht auch Orthogneistypen im südlichen Schladminger Kristallin, in dem beispielsweise im Profil des Preber (F. HERITSCH & F. SCHWINNER, 1924) am ehesten vergleichbare Verhältnisse vorliegen. Auf Grund verschiedener Überlegungen können diese Gneise von vulkanischem bis subvulkanischem Ausgangsmaterial abgeleitet werden.

Die geodynamischen Vorgänge zwischen dem zuletzt genannten, vermutlich mehrphasigen magmatischen Geschehen im älteren Ordoviz und dem Zeitpunkt des ersten Nachweises von Fossilien im *Caradoc* (Beroun) entziehen sich weitgehend unserer Kenntnis. Wir wissen weder, wann die Sedimentation der Phyllitkomplexe eingesetzt hat, noch das Alter der Basis der tie-

feren, bis 1000 m mächtigen Wildschönauer Schiefer im Westteil der Grauwackenzone. Doch sind Anzeichen für eine Transgression und spätere Erweiterung des Sedimentationsraumes vorhanden.

Die Sedimentation auf Kristallinarealen (z. B. Vöstenhof in der Grauwackenzone), die Einschüttung von Granitgneis- und Quarzgeröllen (*Kalwanger Gneiskonglomerat, Silbersbergkonglomerat* der Grauwackenzone) sowie die Beteiligung von klastischem Detritus, der nach Schwermineralbefunden aus einem von sauren Gesteinen dominierten Hinterland kommen muß, dokumentieren die Ausweitung des Sedimentationsraumes im Evolutionsablauf einer mobilen Zone. In diesem transgressiven Geschehen kündigen sich nach unserer Meinung bereits die anschließenden tiefenmagmatisch-tektonischen Vorgänge in der tieferen Kruste an, die nach übereinstimmender Ansicht aller bisherigen Bearbeiter im höheren Stockwerk von keiner stärkeren Tektogenese begleitet waren.

Unter der Annahme, daß die Füllung der altpaläozoischen Geosynklinale zumindest im zentralen, am stärksten abgesenkten Trogbereich durch das gesamte Ordoviz andauerte, folgte nach einer Periode mit Sedimentation und Magmatismus der intensive und weitverbreitete *Quarzporphyr-Vulkanismus* im Oberordoviz (Caradoc/Ashgill) als nächstes markantes Ereignis um 440 Mio. J.

Nach den bisherigen Altersdatierungen findet sich inner- und außerhalb der Ostalpen im Zeitintervall von 440–410 Mio. J. der deutlichste Hinweis für ein *„kaledonisches Ereignis"* (vgl. B. Grauert, 1969; K. Schmidt, 1976; H. J. Zwart, 1976; J. F. v. Raumer, 1976 u. a.). Wie im Abschnitt über radiometrische Datierungen begründet wird, interpretieren wir diese Werte in den Ostalpen als Neueinstellung des Strontiumisotopen-Gleichgewichts während einer vorvariszischen Metamorphose. In welchem Umfang dieses Ereignis von plutonischen Vorgängen begleitet war, ist derzeit noch ungeklärt und bedarf weiterer radiometrischer Datierungen von Granitgneisen in den oben genannten Kristallingebieten.

Zu diesen Alterswerten lassen sich vor allem in der *Südlichen Gneiszone* (= südlich des Tauernfensters) einige Feststellungen machen. Betrachtet man nämlich die Verteilung der bisher ausgeführten Messungen, so fällt eine bisher nicht beachtete Lagebeziehung des radiometrisch datierten „Altkristallins" zu dem altpaläozoischen Schichtbestand bzw. zu seinen metamorphen Äquivalenten im Süden auf (Goldeck, Kreuzeck, Thurntaler Quarzphyllite, Gailtalkristallin). Es drängt sich die Frage auf, ob hier eine ursprünglich horizontal gelagerte Abfolge nach Süden gekippt sein könnte. Nach dieser Vorstellung wären im Norden die unteren magmatischen („plutonischen"), höher metamorphen Stockwerke aufgeschlossen, während nach Süden zu die oberen Stockwerke im Sinne von H. Cloos (1935, 1936) folgen. In Fortführung dieser Gedanken ließe sich zum tiefsten Stockwerk das gesamte „Altkristallin s. str." der Schobergruppe rechnen (verschiedene Augengneise, Amphibolite, Eklogite und Glimmerschiefer, vgl. G. Troll et al., 1976), das sich einerseits nach Westen in die Defferegger Alpen fortsetzt, andererseits aber auch als schmaler Streifen nach Osten in die Sadniggruppe, in den Nordfuß der Kreuzeck-, den Nordwestsporn der Goldeckgruppe und weiter in die Liesergneise des Millstätter Seenkristallins streicht (R. Schwinner, 1927; F. Angel, 1930; F. Angel & E. Krajicek, 1939; Ch. Exner, 1955, 1956). Während an der „Seenlinie" Schwinners dieses Kristallin im Norden von den Radentheiner Glimmerschiefern (tektonisch?) überlagert wird, folgen darüber im Süden durch Zurücktreten der Paragneise und „Injektionsgneise" örtlich mächtige Granatglimmerschiefer mit Einlagerungen von Amphiboliten, Grünschiefern und verschiedenmächtigen Marmoren. Nach den Ergebnisssen von L. Lahusen (1969, 1972) und A. Deutsch (1977 b) ist zumindest für ihre obersten Anteile ein Silur- bis Devonalter sehr wahrscheinlich; jedoch ist keinesfalls auszuschließen, daß in der Goldeck-Kreuzeckgruppe innerhalb des Glimmerschieferkomplexes die ursprünglichen Mächtigkeitsverhältnisse infolge tektonischer Wiederholungen verfälscht sein können (vgl. auch R. Schwinner, 1943; H. P. Schönlaub, 1979).

In den Grundzügen ergibt sich somit für diesen Raum die Vorstellung einer nach Süden gekippten Abfolge, die vom jüngsten Präkambrium (?) bis ins Altpaläozoikum reicht. Daher sieht man im horizontalen Schnitt eine Verteilung von „alt" nach „jung" von Norden nach Süden und ein Abklingen der Metamorphose in derselben Richtung. Was immer die Ursache der vorvariszischen Metamorphose gewesen sein mag (erhöhter Wärmefluß? Überlagerungsdruck der aufliegenden Sedimentserien?), sie ist im tiefsten Stockwerk mehrphasig unter Durchbewegung und erhöhten Drucken vor sich gegangen (G. Troll et al., 1976 nehmen hierfür pt-Bedingungen zwischen Glaukophanschiefer- und Amphibolitfazies an, d. h. zwischen 350 und 550° bzw. 4.5–8 kb), während sie sich im oberen Sockelstockwerk zur gleichen Zeit in einem Geschehen äußert, das alle Bedingungen der „vertikalen Synchronisation" (E. Wegmann, 1953, 1956) zu erfüllen scheint. So sind damit kompatibel die

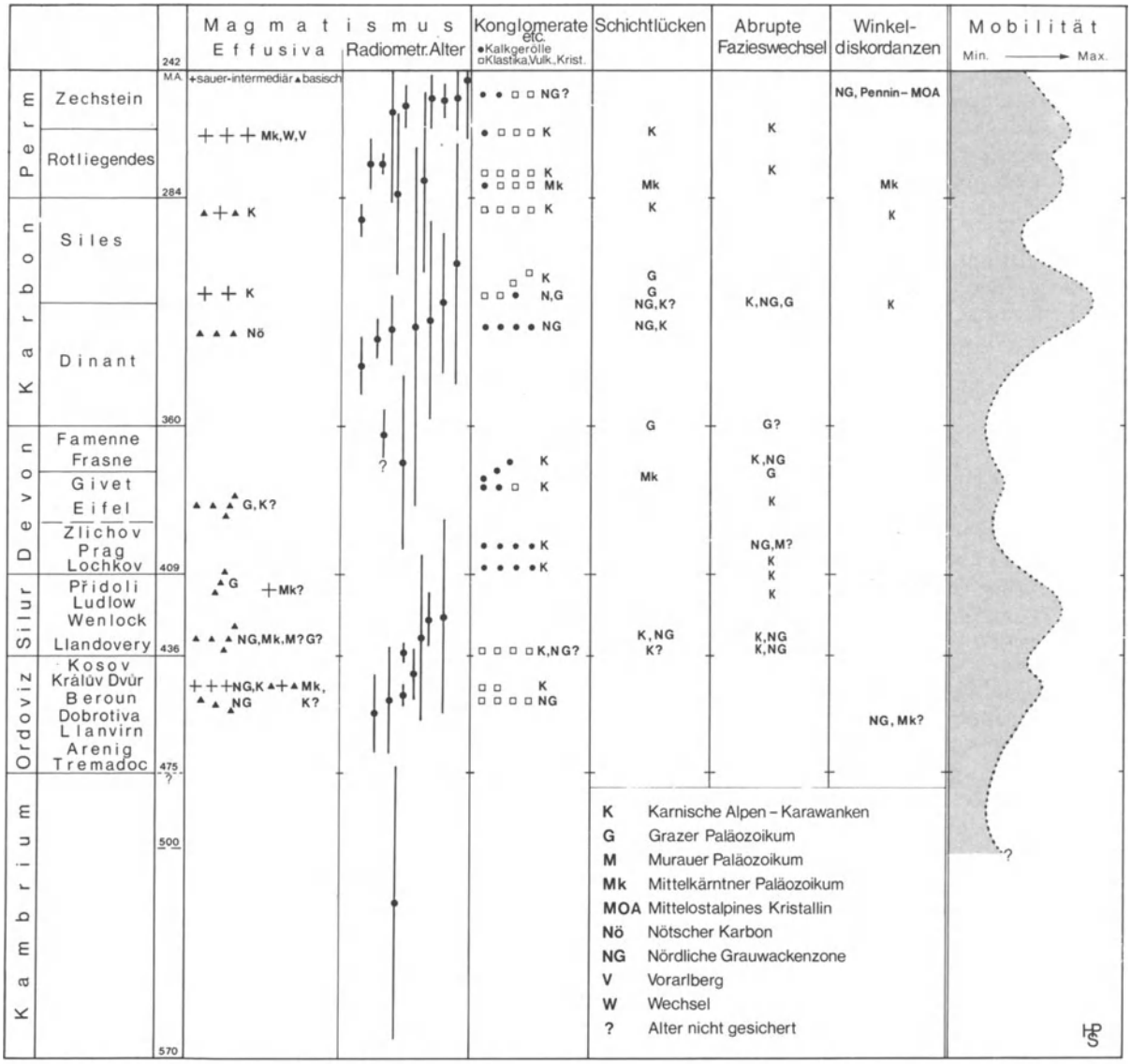


Abb. 2. Geodynamische Faktoren im Paläozoikum der Ost- und Südalpen

Faziesdifferenzierung des Silurs gegenüber der mehr oder minder einheitlichen Ausbildung im Ordoviz, mächtige Schwarzschieferbildungen und ein starker basischer Vulkanismus, damit in Zusammenhang stehende Erzzufuhr und Lagerstättenbildungen (vgl. R. HÖLL, 1970, 1971, 1975; R. HÖLL & A. MAUCHER, 1976; L. LAHUSEN, 1972 u. a.), weiters stratigraphische Lücken unterschiedlicher Zeitdauer, die „Buntheit" der Silurablagerungen als Ausdruck sehr wechselnder Subsidenzverhältnisse etc. Diese Kriterien charakterisieren wohl eine äußerst mobile Zone, auf eine stärkere Tektogenese kann daraus aber nicht geschlossen werden.

Die Frage, ob die petrologisch geforderten Drucke dieser Metamorphose durch die *Auflast des Deckgebirges* erklärt werden können, ist durch die Fortschritte in der Stratigraphie des ostalpinen Paläozoikums heute mit ziemlicher Sicherheit zu bejahen. Danach sollten Schlußfolgerungen nämlich nicht, wie bisher, von extrem reduzierten Mächtigkeiten des klassischen ostalpinen Paläozoikums ausgehen, wie etwa dem nur ca. 60 m mächtigen Silur der Plöckener Fazies in den Karnischen Alpen oder altersgleichen Bildungen mit ähnlichen Mächtigkeiten um Eisenerz, sondern von Vorkommen, die im selben Meridian nur 10 km weiter südlich (Eisenerzer

Alpen, Wildfeld, Lange Teichen) bereits mindestens einen sechsmal größeren Betrag aufweisen und in dieser Größenordnung wohl auch für das Ordoviz und Devon zutreffen sollten. So lassen sich in den bisher datierten Phyllitgebieten ungleich größere Mächtigkeiten mit klastischen Sedimenten nachweisen. Wir schließen daraus, daß mit Annäherung an die altpaläozoische Trogachse generell zunehmend mächtigere Schichtfolgen auftreten und dafür vor allem größere Subsidenz, Beteiligung von Vulkaniten und stärkere Schüttungen klastischen Materials aus dem Hinterland verantwortlich gemacht werden können.

Wenn wir dieses Modell auf die E-W streichende Zone der Schober-Sadnig-Kreuzeck-Goldeckgruppe übertragen (in abgewandelter Form kann es auch für die Gleinalpe angewendet werden), so scheinen kaum gewichtige geologische Argumente gegen die Annahme eines mehrere Kilometer mächtigen Deckgebirges zu sprechen, das noch im ursprünglichen und relativ ungestörten Verband mit den vorvariszischen, metamorph umgewandelten Ortho-(basische und saure Eruptiva) und Paragesteinen steht. Allerdings darf dabei nicht übersehen werden, daß die Kreuzeckgruppe bisher lediglich übersichtsmäßig bearbeitet wurde und es daher wahrscheinlich ist, daß die Detailaufnahme durchaus neue Aspekte zu strukturellen Fragen, aber auch zur Verteilung fazieskritischer Minerale (vgl. H. MEIXNER, 1971, 1974) liefern wird.

Der *altpaläozoische („kaledonische")* und der *variszische Zyklus* scheinen nach Daten aus den Sedimentationsräumen in den Ostalpen durch eine kurze Zeit relativer Ruhe getrennt. Lediglich im Mitteldevon deuten Umlagerungen, Vulkanismus und Schichtlücken auf Bodenunruhe, die aber mit Annäherung an die Devon/Karbon-Grenze zunimmt und sich auffallend verstärkt. Im Gegensatz zu den Ergebnissen in den klassischen Gebieten, in denen die Karbonatsedimentation im höheren Unterdevon eine maximale Verbreitung erreicht und dabei lokal zu einer starken Gliederung des Sedimentationsraumes führt, können für die gleiche Zeit über die Verhältnisse in den Phyllitgebieten mangels stratigraphischer Informationen noch keine klaren Angaben gemacht werden.

Im *Karbon* tritt im Evolutionsablauf des ostalpinen Krustensegments jedoch eine entscheidende Wende ein. Als orogenes Vorstadium kommt es in den randlichen Schelfarealen zu immer häufigeren Instabilitäten und Unstetigkeiten; sie bewirken örtliche Heraushebungen mit lokalem, längerzeitigem Trockenfallen, Deformationen, Aufreißen von Spalten und Umlagerungen, während in benachbarten Räumen die Sedimentation zur gleichen Zeit offenbar ungestört bis ins jüngste Unterkarbon fortdauert. Radiometrische Neuergebnisse im Kristallin, neue stratigraphische Daten in beiden Grauwackendekken, die bekannte Ereignisfolge in den Südalpen und im Karbon von Nötsch ermöglichen unter Einbeziehung des postvariszischen Deckgebirges eine weit ins Detail reichende, geotektonische Gliederung des variszischen orogenen Geschehens der Ostalpen, die folgende Hauptmerkmale erkennen läßt:

In den Karnischen Alpen und Karawanken endet die Karbonatsedimentation der variszischen Zeit spätestens an der Grenze Unter-/Oberkarbon (H. P. SCHÖNLAUB, 1971b; A. FENNINGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1972; F. TESSENSOHN, 1975 u. a.). Diese Feststellung trifft auch auf die Norische Decke in der Nördlichen Grauwackenzone zu, wenngleich hier kalkiges Unterkarbon bisher nur an wenigen Stellen mit Fossilien belegt ist (F. THALMANN, 1974; H. P. SCHÖNLAUB, 1977b, 1979). In beiden Einheiten folgen lokal mit geringer Winkeldiskordanz (z. B. Zentrale Karnische Alpen) nach einer vermutlich sehr kurzen Lücke klastische Schichtglieder, die in der Nördlichen Grauwackenzone – wo noch vorhanden– feinklastisch waren (mit vulkanogener Beteiligung), während sie in den Südalpen mit allen Kennzeichen von *Flyschablagerungen* Mächtigkeiten bis 600 m bilden können. In seinen höheren Profilabschnitten belegt die Dominanz von Granat im Schwermineralspektrum (W. SCHNABEL, 1976) die Schüttung aus einem metamorphen Hinterland, dessen Einfluß gegen das Ende des Jungpaläozoikums stark in den Hintergrund tritt (A. FENNINGER & K. STATTEGGER, 1977; W. BUGGISCH, 1975; G. F. TIETZ, 1975).

Die Granatvormacht im südlichen Sedimentbereich (und im *Karbon von Nötsch*), die zeitlich der Bildung und starken Absenkung des Flyschtrogs folgt, läßt insoferne einen Zusammenhang mit der zentralen Kristallinzone weiter nördlich vermuten, als hier Gesamtgesteins- und Mineralalter (= Abkühlalter) etwa zur gleichen Zeit gesteinsbildende Prozesse anzeigen, die ihren Abschluß in einem isostatischen Hebungsvorgang gefunden haben könnten. Danach verteilen sich alle bisherigen variszischen Alterswerte auf ein Gebiet, das „grosso modo" zu den *Muralpen* gehört (Seckauer Tauern, Bundschuhmasse, Grobgneisserie). Südlich davon schließt ein Gebirge an, das hauptsächlich aus paläozoischen Sedimenten und Vulkaniten besteht, denen in variszischer Zeit im Zuge eines decken- und schuppenerzeugenden Deformationsaktes eine Metamorphose aufgeprägt wurde, deren Intensität aber nicht ausreichte, um im Karbon von

Nötsch, dem Grazer Paläozoikum (??) und in der Veitscher Decke der Nördlichen Grauwakkenzone merkbare Spuren zu hinterlassen. Mit einiger Sicherheit kann sie als vorpermisch aufgefaßt werden (E. CLAR 1975, 1976), da ihre Produkte einerseits im Perm von Sedimenten einer von Süden eindringenden Flachsee, andererseits von terrestrischen Ablagerungen bedeckt wurden, die örtlich Komponenten aus dem Untergrund enthalten (vgl. u. a. E. ERKAN, 1976, 1977) und die Basis der zentralalpinen Mesozoikumsentwicklung darstellen.

Dem unterkarbonen Anteil des Karbons von Nötsch kann in diesem Modell ebenso wie dem Karbon der *Veitscher Decke* der Nördlichen Grauwackenzone eine landnahe Position zum südlichen Flyschbecken eingeräumt werden. Wir glauben ferner, daß diese Karbonentwicklung bereits primär in enger Nachbarschaft zum teils gleich alten Karbon der *Norischen Decke* stand (vgl. H. W. FLÜGEL, 1964, 1977; K. METZ, 1965; R. SCHÖNENBERG, 1970), und die Fazies dieser Decke auf Grund vieler Analogien eine nähere Verbindung mit dem *Grazer Paläozoikum* sehr wahrscheinlich macht. Mit dieser Vorstellung der N-S-Anordnung, die folglich auch Konsequenzen auf die Heimat der Nördlichen Kalkalpen hat, ist scheinbar nicht zu vereinen, daß bisher weder im Karbon der Norischen Decke noch im Grazer Paläozoikum eindeutige Hinweise auf eine gröberklastische Sedimentation an der Unter-/Oberkarbon-Grenze bzw. im Oberkarbon gefunden werden konnten. Demgegenüber vertrat F. TESSENSOHN (1971) die Meinung, daß im Hochwipfelflysch der Karawanken – entgegen der Ansicht von R. SCHÖNENBERG (1970) – keine Beziehung zu einem im Norden angenommenen kristallinen Liefergebiet zu sehen sei, sondern nach Sedimentstrukturen die Schüttungsrichtungen wie in den Karnischen Alpen (W. SCHNABEL, 1976) auf einen Ost-West gerichteten Trog deuten, in den von Süden her Turbidite fächerförmig einflossen und sich anschließend longitudinal einpendelten. Das Material soll vorwiegend aus dem Untergrund stammen und in viel geringerem Maß aus schwach metamorphen Gebieten, die im Nordbereich des Troges aufgearbeitet sind.

Eine weitere Schwierigkeit, die die baugeschichtlichen Zusammenhänge zwischen den Zentral- und Südalpen verschleiert, liegt in der nach wie vor nicht bekannten Bedeutung der *Gailtallinie* in variszischer Zeit. Eine Klärung dieses Problems scheint erst dann möglich, wenn das Intrusionsalter der Magmatite, die nach CH. EXNER (1976) mit Unterbrechungen über nahezu 400 km Länge mit maximal 2,5 km Breite an dieser Grenzzone auftreten, bekannt sein wird; sie haben ehemals sicher einem großen Plutonkörper angehört.

Literatur: ANGEL F. 1930; ANGEL F. & KRAJICEK E. 1939; BRACK W. et al. 1977; BUGGISCH W. 1975; CLAR E. 1975, 1976; CLOOS H. 1935, 1936; DEUTSCH A. 1977b; ERKAN E. 1976, 1977; EXNER CH. 1955, 1956, 1976; FENNINGER A. & SCHÖNLAUB H. P. 1972; FENNINGER A. & STATTEGGER K. 1977; FLÜGEL H. W. 1964, 1977; FRANK W. et al. 1976; GRAUERT B. 1969; GRAUERT B. & ARNOLD A. 1968; GRAUERT B. et al. 1973; HARRE W. et al. 1968; HERITSCH F. & SCHWINNER R. 1924; HÖLL R. 1970, 1971, 1975; HÖLL R. & MAUCHER A. 1976; JÄGER E. 1969; LAHUSEN L. 1969, 1972; MEIXNER H. 1971, 1974; METZ K. 1965; NUNES P. D. & STEIGER R. H. 1974; PIDGEON R. et al. 1968; PURTSCHELLER F. 1971; RAUMER J. F. von 1976; SATIR M. 1976; SCHMIDT K. 1976; SCHMIDEGG O. 1964; SCHNABEL W. 1976; SCHÖNENBERG R. 1970; SCHÖNLAUB H. P. 1971b, 1977b, 1979; SCHWINNER R. 1927, 1943; TESSENSOHN F. 1971, 1975; TIETZ G. F. 1975; TROLL G. et al. 1976; WEGMANN E. 1953, 1956; ZWART H. J. 1976.

1.1.3. Paläogeographie des Grundgebirges

In älteren Darstellungen des vormesozoischen Grundgebirges wurde von der Annahme ausgegangen, daß das Altpaläozoikum zwischen und am Rande von vorpaläozoischen kristallinen Schwellenregionen abgelagert worden sei (R. SCHWINNER). Diese Vorstellung von relativer Autochthonie vertrat noch H. P. CORNELIUS (1950). Danach sollen die variszischen Ketten der Grauwackenzone und des Murauer Paläozoikums von einem Gebiet mit Vorlandsmerkmalen (= Karbon) sigmoidal umschlossen gewesen sein, das in variszischer Zeit von den nach außen drängenden kristallinen Kernen überwältigt wurde. Auch Fossilien wurden als Stütze für ehemalige Zusammenhänge bzw. als Indiz für Barrieren zwischen den einzelnen Sedimentationströgen herangezogen, so z. B. von K. METZ (1952), der wegen der angeblichen Verschiedenheit der Faunen des Nötscher und Veitscher Karbons auf eine paläontologische Scheide schloß; dieser Ansicht hielt jedoch H. W. FLÜGEL (1964) entgegen, daß zumindest aus paläontologischer Sicht keine trennende Schwelle zwischen beiden Vorkommen zu begründen sei (vgl. auch G. HAHN & R. HAHN, 1977).

In der Gegenwart hat sich wohl endgültig die Meinung durchgesetzt, daß jeder Versuch einer paläogeographischen Rekonstruktion des ostal-

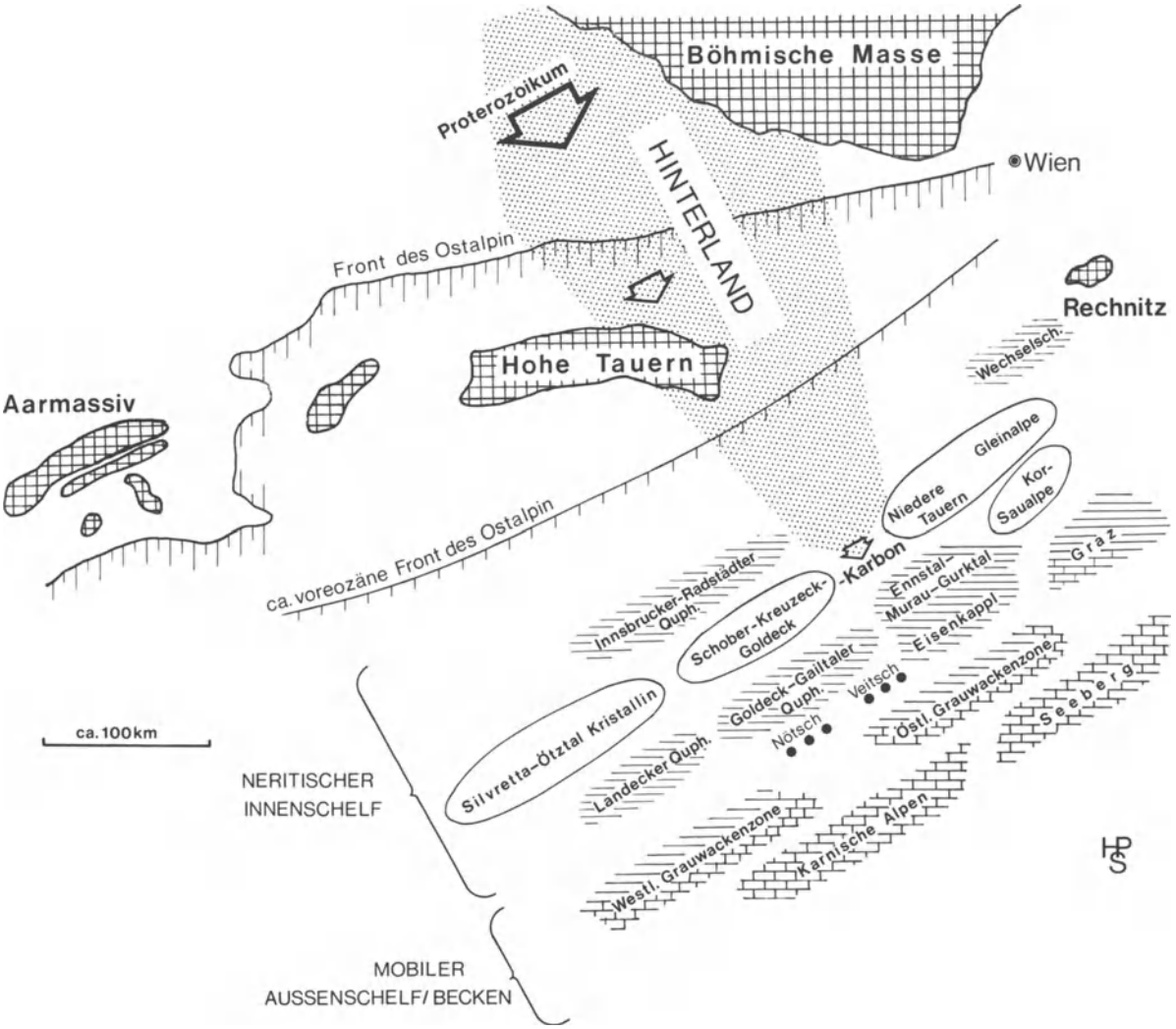


Abb. 3. Paläogeographie des ostalpinen Altpaläozoikums unter Berücksichtigung der Einordnung der Quarzphyllite *(Quph.)* und des Altkristallins (nach E. CLAR 1971, stark verändert)

pinen Grundgebirges in vormesozoischer Zeit die *alpine Tektonik* mit zu berücksichtigen hat, da durch sie ursprünglich zusammenhängende Bereiche auseinandergerissen wurden, die als Grundgebirgsrelikte mosaikartig verteilt, verschiedene Positionen im alpinen Bauplan einnehmen. Durch die nach Norden gerichteten jüngeren Bewegungen entsteht vor allem meridional ein kompliziertes Decken- und Schuppengebilde einzelner abgescherter Teilbereiche, während in Ost-West-Richtung die laterale Kontinuität unter Umständen auf längere Strecken gewahrt bleiben kann (z. B. Nördliche Grauwackenzone). Die hierbei entstandenen Zonen müssen jedoch nicht den Trogachsen primärer Senkungsräume parallel laufen.

Um ein Bild über die variszische Anordnung und Verteilung der einzelnen Teilbereiche zu gewinnen, ist es deshalb notwendig, den nord- und zentralalpinen nordvergenten Überschiebungsbau in seine *voralpidische Ausgangslage* zurückzuführen. Dabei ist nach Prinzipien vorzugehen, wie sie ausführlich von A. TOLLMANN (1963, 1965, 1975) bzw. E. CLAR (1965, 1971, 1973, 1975) dargelegt wurden. Beide Autoren verlangen einmal eine Rücknahme der ostalpinen Überschiebungsmassen des Kristallins und der Grauwackenzone + Nördliche Kalkalpen in einen Bereich südlich der Hohen Tauern, zum zweiten – abgeleitet aus der stärkeren Einengung im Westen – eine Drehung des Westteils gegen den Uhrzeigersinn und drittens eine Ausglättung des vorgosauischen Deckenbaus (E. CLAR).

Aus dem Nachweis penninischer Anteile am Ostsporn der Zentralalpen und der damit verbundenen Erkenntnis der Fensternatur des

Rechnitzer Raumes ergibt sich, daß die unterostalpinen Einheiten des *Wechselgebietes* (Wechselserie, Grobgneisserie, Permomesozoikum) vor der alpidischen Einengung einen angemessenen Raum weiter im Süden eingenommen haben; man wird nicht fehlgehen, dafür einen Betrag zwischen 30 und 40 km zu fordern. Aus petrogenetisch-faziellen Überlegungen ist wahrscheinlich, daß die in variszischer Zeit gebildeten können dieser Zone die „alten Gneise" zugeordnet werden und vielleicht auch das Ötztal- und Silvrettakristallin, die in ihrer Baugeschichte, im Stoffbestand und in der Metamorphose auffallende Parallelen mit den genannten Räumen im Süden und Osten des Tauernfensters zeigen.

Südlich dieses alten Kristallins, das vermutlich auch jungproterozoische Anteile enthält und in

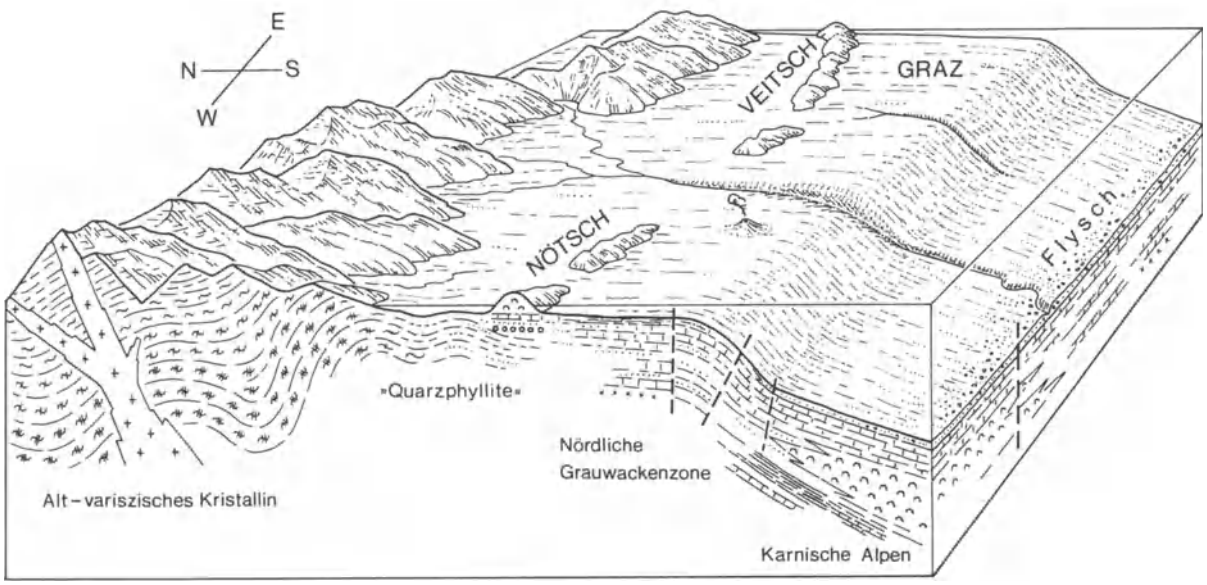


Abb. 4. Paläogeographisches Modell des Raumes der zentralen Ostalpen und des Nordteils der Südalpen (Karnische Alpen, Seeberger Aufbruch) an der Wende vom Unter- zum Oberkarbon (Mauersignatur: Karbonate, Halbkreise: zugehörige Riffe, Striche: Schiefer, Punkte: Sandsteine, Konglomerate)

Edukte der Grobgneise und die vorvariszischen Paragesteine (Strallegger Gneise) der gleichen Einheit ihre südwestliche Fortsetzung in den Mürztaler Grobgneisen gehabt haben. Zu diesem Komplex dürften im weiteren Rahmen auch das Mugel-Rennfeldkristallin, die Gleinalpe, das Seckauer-, Bösenstein- und Schladminger Kristallin gehören, die nach Serienvergleichen (K. METZ et al., 1964; K. METZ, 1976a, b), nach radiometrischen Daten und der gleichen postvariszischen Auflage (die örtlich freilich nur mehr reliktisch erhalten ist) eine enge, primäre Nachbarschaft, d. h. eine *einheitliche kristalline Masse* nahelegen. Die westliche Fortsetzung dieser auffallenden Kristallinachse, im Osten des Tauernfensters weit nach Norden vorgeschoben, ist nach unserer Meinung im Süden des Tauernfensters ebenfalls noch reliktisch erhalten, und zwar nehmen wir sie in den Liesergneisen, in der Paragneisserie der Kreuzeck- und der Sadniggruppe und in der Schobergruppe an. Weiters altpaläozoischer Zeit metamorphosiert wurde (vgl. S. 16f.), bildete sich in altpaläozoischer Zeit ein Senkungsraum, der aus inselartig aufragenden Abtragsgebieten klastischen Schutt erhielt, in dem aber auch vulkanische Erscheinungen weit verbreitet waren und temporär Karbonatsedimentation stattfand. Dieses weiträumige Gebiet wurde in variszischer Zeit synmetamorph in einen Decken- und Schuppenbau einbezogen. Während die Metamorphose nach Süden ausklang, überlagerte sie nach unten das ältere *„kaledonische Ereignis"*. Die Bereiche, die im Zuge der variszischen Orogenese im pt-Feld der älteren Metamorphose lagen, sind daher kaum abzugrenzen. Durch die transgressive Auflage von *Permoskyth* (teilweise auch Oberkarbon) ist andererseits die vorpermische Metamorphose erwiesen.

Zu diesen Räumen sind die auf der paläogeographischen Skizze angedeuteten Gebiete zu zählen. Am weitesten im Süden liegen dabei die

Thurntaler Quarzphyllite, die Quarzphyllite des Gail- und Lesachtales und Teile der Eisenkappeler Grünschieferzone. Es ist hier belanglos (und kaum mehr rekonstruierbar), in welcher Beziehung das Mittelkärntner, Gurktaler und Murauer Paläozoikum zum gleich alten Gailtaler Paläozoikum standen – fest steht, daß alle einer hochmobilen Zone mit Vulkaniten, Schwarzschieferbildung und pelitischer Sedimentation angehörten und für eine Kennzeichnung variszischer Ablagerungsräume die heutige tektonische Gliederung Verwirrung schaffen würde.

Nach den neuen Ergebnissen in der Steirischen Grauwackenzone muß zumindest ihr Südteil im Meridian von Eisenerz in enger räumlicher Beziehung zur vorhin genannten mobilen Zone gestanden haben. Dies trifft ebenso auf das Eisenkappeler Paläozoikum und vielleicht auch auf Teilbereiche im Grazer Paläozoikum zu. Mit der Grebenze (Murauer Paläozoikum, Aich?), der karbonatbetonten Hauptmasse des Grazer Paläozoikums und der Norischen Decke (vgl. H. W. FLÜGEL, 1964; R. SCHÖNENBERG, 1970) folgt anschließend eine Art Übergangsentwicklung zur „Karbonatplattform" der Karnischen Alpen und des Seeberger Aufbruchs, die im Silur und Devon der klastischen Sedimentation vom Norden weitgehend entzogen waren (hingegen ist für das Grazer Paläozoikum nach Untersuchungen von A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1978) in der Dolomit-Sandstein-Folge die Nähe eines kristallinen Liefergebietes kennzeichnend).

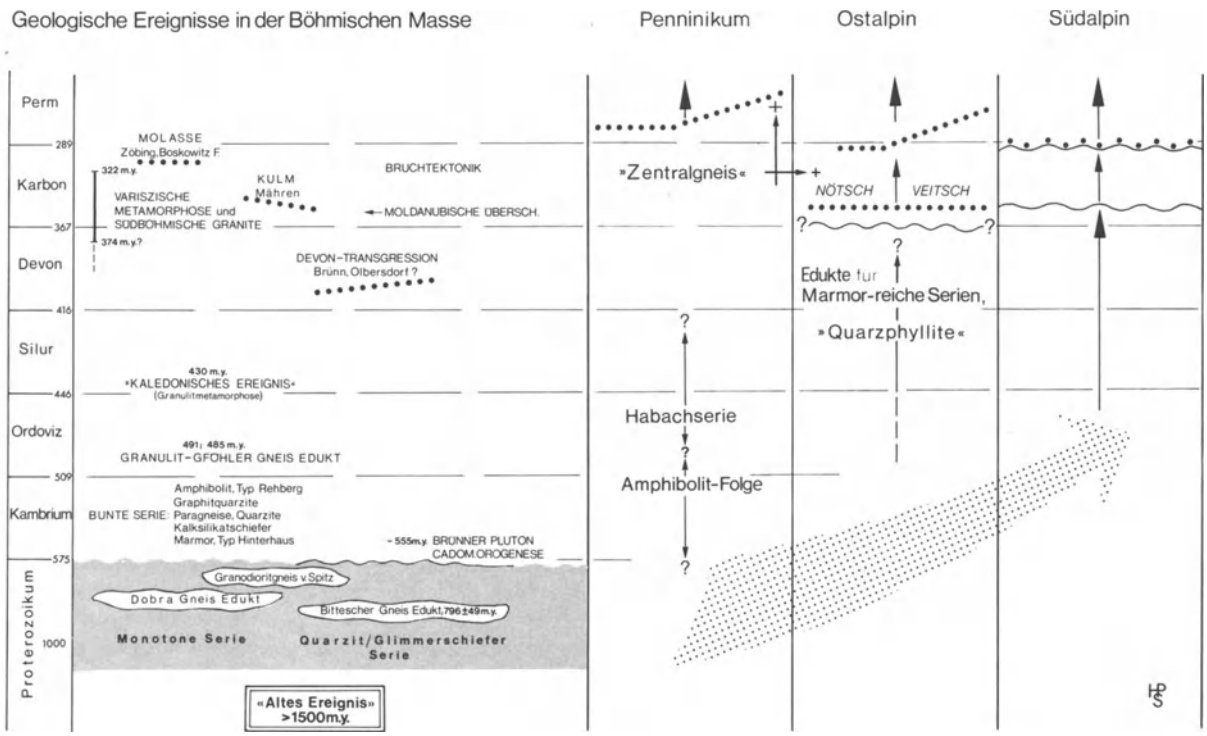


Abb. 5. Korrelation der geologischen Ereignisse im Paläozoikum zwischen der Böhmischen Masse und dem Ostalpenkörper

Diese Konfiguration ändert sich allerdings im Unterkarbon: Es bildet sich im Übergang zwischen den ab Beginn des Karbons im Norden aufsteigenden Hochzonen und den synchron einsinkenden Flyschtrögen im Süden (Karawanken, Karnische Alpen) in Landnähe ein Gürtel mit *Molassemerkmalen* (Typus: Veitscher Karbon). Nötsch nimmt paläogeographisch eine etwas südlichere Position ein, liegt jedoch nördlich eines Bereiches, in dem zur gleicher Zeit das Karbon der späteren Norischen Decke und das Grazer Karbon abgelagert wurden.

Aus dieser nach heutiger Kenntnis der Fazies und Entwicklung der einzelnen Kristallinkörper und Sedimentgebiete abgeleiteten Anordnung

des Grundgebirges schließen wir in Übereinstimmung mit R. SCHÖNENBERG (1970: 15) auf ein mehr oder minder *kontinuierliches Wandern der variszischen Orogenese von Norden nach Süden.* Sie findet einen vorläufigen Abschluß in der Auffaltung des Karbonflysches in den Südalpen. Danach dringt das postvariszische Karbon- und Permmeer erneut von Südosten in die Alpen ein.

Literatur: CLAR E. 1965, 1971, 1973, 1975; CORNELIUS H. P. 1950; FLÜGEL H. W. 1964 a; HAHN G. & HAHN R. 1977; METZ K. 1952, 1976 a, b; METZ K. et al. 1964; SCHÖNENBERG R. 1970; TOLLMANN A. 1963 a, 1965 b, 1975 c.

1.1.4. Biostratigraphischer Überblick

Zwischen den Südalpen und den primär im Norden anschließenden Räumen (Grauwackenzone, Mittelkärnten etc.) besteht im jüngeren Ordoviz und im Silur eine auffallende Parallelität. In diesem Zeitabschnitt kommt es zum Erguß von bis zu 600 m mächtigen *Quarzporphyren,* die in den Karnischen Alpen westlich des Plöckenpasses bekannt sind und in den Karawanken südlich von Trögern einen sauren bis intermediären Chemismus entwickelt haben (J. LOESCHKE & J. ROLSER, 1971; F. KUPSCH et al., 1971; J. LOESCHKE, 1974). Dieses Ereignis konnte bisher nur bei Eisenerz biostratigraphisch erfaßt werden, und zwar wurde von G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB (1976) durch Conodontenfunde ein Alter im Grenzbereich Caradoc/Ashgill angenommen. Nach der böhmischen Stufengliederung des Oberordoviz entspricht dies etwa dem Králův Dvůr (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

Während über den heute metamorph vorliegenden Quarzporphyren *(Porphyroid)* in den Südalpen und in der Grauwackenzone gröber klastische Sedimente folgen – in der Steiermark die *Polsterquarzite,* in Kärnten die *Himmelberger Sandsteine* – und darüber im jüngsten Ordoviz mikrofossilreiche Tonflaserkalke *(= Uggwakalke)* bzw. Cystoideenkalke *(Wolayerkalk)* für beide Räume bestimmend sind, zeigen sich im Liegenden des Porphyroids Unterschiede. In der Grauwackenzone Tirols etwa könnte eine bis 1000 m mächtige, vulkanogenklastische, fossilleere Abfolge kambrische Anteile beinhalten; in den Karnischen Alpen sind dagegen, auch nach reichen Neuaufsammlungen von Bryozoen, Brachiopoden, Trilobiten und Cystoideen, Äquivalente des Caradoc weiterhin die ältesten, mit Fossilien datierten Sedimente (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1979). Noch ältere Anteile sind hier vielleicht im Gebiet von Comelico vorhanden, doch lassen sich darüber derzeit noch keine exakten Angaben machen.

Der basale Anteil der Grauwackenzone liegt örtlich mit einem deutlichen Hiatus in der Metamorphose auf einem mesozonal metamorphen Kristallin (vgl. A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB, 1978). Es wäre daher denkbar, daß im Sinne der zuerst von H. MOHR (1923) geäußerten Ansicht die konglomeratischen Partien an der Basis der Schichtfolge in der Grauwackenzone, wie die *Silbersberg-Konglomerate* und das *Kalwanger Gneiskonglomerat,* ursprünglich die transgressive Auflage des Kristallins bildeten. Daraus kann geschlossen werden, daß die Metamorphose dieses Basiskristallins älter als jüngeres Ordoviz ist (H. P. SCHÖNLAUB & A. DAURER, 1977; H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

Im *Silur* haben Graptolithen, Conodonten, Trilobiten, Bivalven, Nautiloideen und in immer stärkerem Maße Palynomorpha große Bedeutung für stratigraphische Fragen. Insbesondere sei dabei auf die Ergebnisse zum Geschehen an der Ordoviz/Silur-Grenze hingewiesen (H. JAEGER et al., 1975). Danach zeigten sich neben stellenweiser kontinuierlicher Sedimentation häufig *Schichtlücken* unterschiedlicher Dauer, die nicht einfach mit der ererbten oberordovizischen Topographie erklärt werden können. Vielmehr sind generell an der Basis des Silurs Änderungen der Fazies, der Faunenvielfalt, des Sedimentangebotes und der Subsidenzverhältnisse festzustellen, die als Ausdruck tektonischer Ungleichgewichte des obersten Stockwerkes aufzufassen sind. Ihnen entsprechen in der tieferen Kruste magmatogen-tektonische Vorgänge.

Die in den Ost- und Südalpen nachgewiesenen Graptolithen und ihre Verbreitung sind auf Abb. 7 zusammengefaßt. Mit Neufunden aus dem Unterdevon geben sie die Grundlage für die Parallelisierung mit weiteren Tiergruppen. Als Beispiele seien die Korrelation zwischen Graptolithen und Conodonten im Cellonprofil angeführt (O. H. WALLISER, 1957, 1964; H. JAEGER, 1975), die Neugliederung des Graptolithenprofils an der Bischofalm (H. JAEGER in H. FLÜGEL et al., 1977) oder die Grenzziehung zwischen Silur und Devon, die gestützt auf Graptolithen- und Conodontenfunde aus den Karnischen Alpen, eine weltweite Anwendung und Bestätigung gefunden hat (I. CHLUPÁC, 1972, 1977; H. JAEGER, 1976 u. a.).

Aus *devonischen* Flachwasserablagerungen ist in der Vergangenheit aus den Karnischen Alpen,

den Karawanken, dem Grazer Paläozoikum und aus Teilen der Grauwackenzone eine reiche Makrofauna beschrieben worden. Die Bedeutung der Mikrofauna leitet sich auch hier aus der Beobachtung ab, daß den organodetritischen Kalken vielfach Sedimente des tieferen Wassers ge-

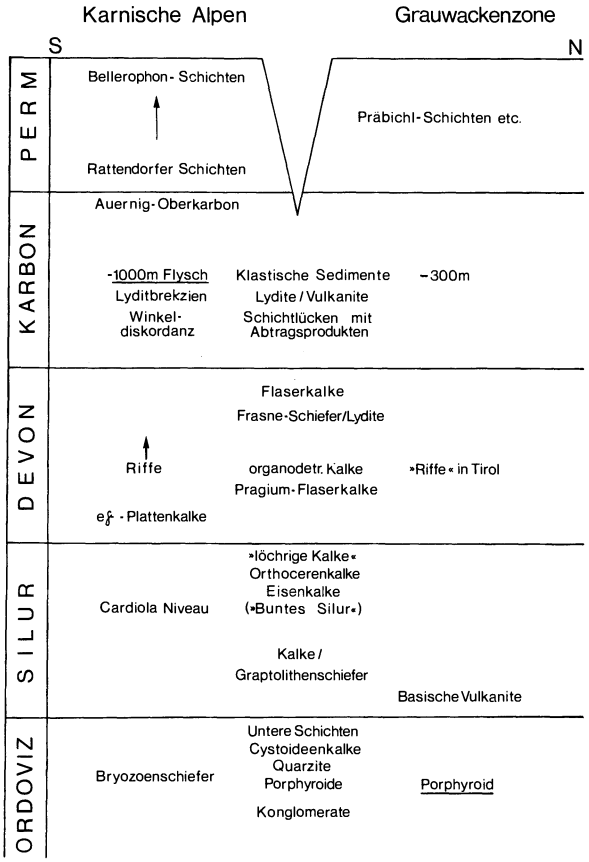


Abb. 6. Der fazielle Zusammenhang zwischen Karnischen Alpen und Nördlicher Grauwackenzone im Variszikum. Die mittlere Kolonne gibt die Gemeinsamkeiten zwischen beiden Räumen an; die rechte und linke Kolonne charakterisieren die jeweiligen Eigenentwicklungen. Beachte Unterschiede im Postvariszikum!

genüberstehen, die kondensiert oder lückenhaft entwickelt sein können und in denen Makrofossilien stark zurücktreten. Diese Ablagerungen können daher nur schwierig mit Riff- oder Riffschuttentwicklungen parallelisiert werden. Sie führen eine pelagische Mikrofauna mit Conodonten, Radiolarien, Tentakuliten, Foraminiferen und Ostracoden. Bearbeitungen dieser Gruppen liegen aus den Karnischen Alpen, den Karawanken, dem Grazer Raum, der Grauwakkenzone, aber auch aus weniger bekannten Gebieten, wie Mittelkärnten, Remschnig, Sausal vor (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1979, cum lit.).

Neben den Fortschritten der Stratigraphie des klassischen ostalpinen Paläozoikums gelang es in den letzten Jahren auch in phyllitische Räume einzudringen und in diesen Gebieten erste biostratigraphische Datierungen zu erzielen. Sie helfen, den Schichtbestand weiter zu untergliedern und ermöglichen z. T. eine sehr genaue Parallelisierung mit gesichertem Paläozoikum, wie Beispiele von der Turracher Höhe (R. HÖLL, 1970), aus dem Murauer Paläozoikum (F. EBNER et al., 1977; H. P. SCHÖNLAUB, 1979), in den Radstädter-, Katschberg- und Lungauer Quarzphylliten des Unterostalpin (H. P. SCHÖNLAUB, 1975a; H. P. SCHÖNLAUB & G. ZEZULA, 1975; H. P. SCHÖNLAUB et al., 1976), in den Quarzphylliten des Gailtales, der Quarzphyllitgruppe des Goldeckkristallins, den Innsbrucker Quarzphylliten oder in den Ennstaler Quarzphylliten (vgl. R. HÖLL & A. MAUCHER, 1968; H. MOSTLER, 1973; H. PRIEWALDER & R. SCHUMACHER, 1976; H. P. SCHÖNLAUB, 1979) zeigen. Nach diesen Untersuchungen konnten bisher hauptsächlich *silurisch-devone Anteile* innerhalb *der Quarzphyllitkomplexe* erkannt werden. Welchen Umfang ältere und jüngere Schichten innerhalb der stofflich heterogenen und tektonisch intensiv deformierten Quarzphyllite haben, bleibt derzeit noch offen. Aus diesem Grunde können für die Quarzphyllite auch keine tatsächlichen Mächtigkeiten angegeben werden.

Mit der Annäherung an die *Devon/Karbon-Grenze* bzw. im *Unterkarbon* tritt eine drastische Veränderung im Verhältnis zwischen Hochzonen und den sedimenterfüllten mobilen Trögen ein. Das Ausmaß des Umbruchs ist heute, da immer mehr biostratigraphische Daten zur Verfügung stehen, besser verständlich als früher. Über die genaue Zeit des Umschlags von der Karbonatfazies in den *Hochwipfelflysch* des jüngeren Unter- und älteren Oberkarbons unterrichten in den Südalpen eine Reihe von Arbeiten (vgl. u. a. H. P. SCHÖNLAUB, 1969b; K. BANDEL, 1972; F. EBNER, 1973a; F. TESSENSOHN, 1975; W. SCHNABEL, 1976). Neuergebnisse zur Stratigraphie und Sedimentologie dieses Zeitraumes liegen weiters aus dem Karbon von Nötsch und aus der Umgebung von Graz vor. Hier zeigten die Untersuchungen von L. NÖSSING (1975) und F. EBNER (1976a, 1977), daß temporäres Trockenfallen mit dem Absatz geringmächtiger Kalke und Schiefer im Wechsel stand und bis an die Grenze von Namur und Westfal Conodonten einen marinen Einfluß belegen. Diese Feststellungen sind für paläogeographische Fragen von großer Bedeutung.

Im Karbon sind ferner neue Befunde aus der Norischen Decke der Steirischen Grauwackenzone zu erwähnen, die ebenfalls ein Fortdauern

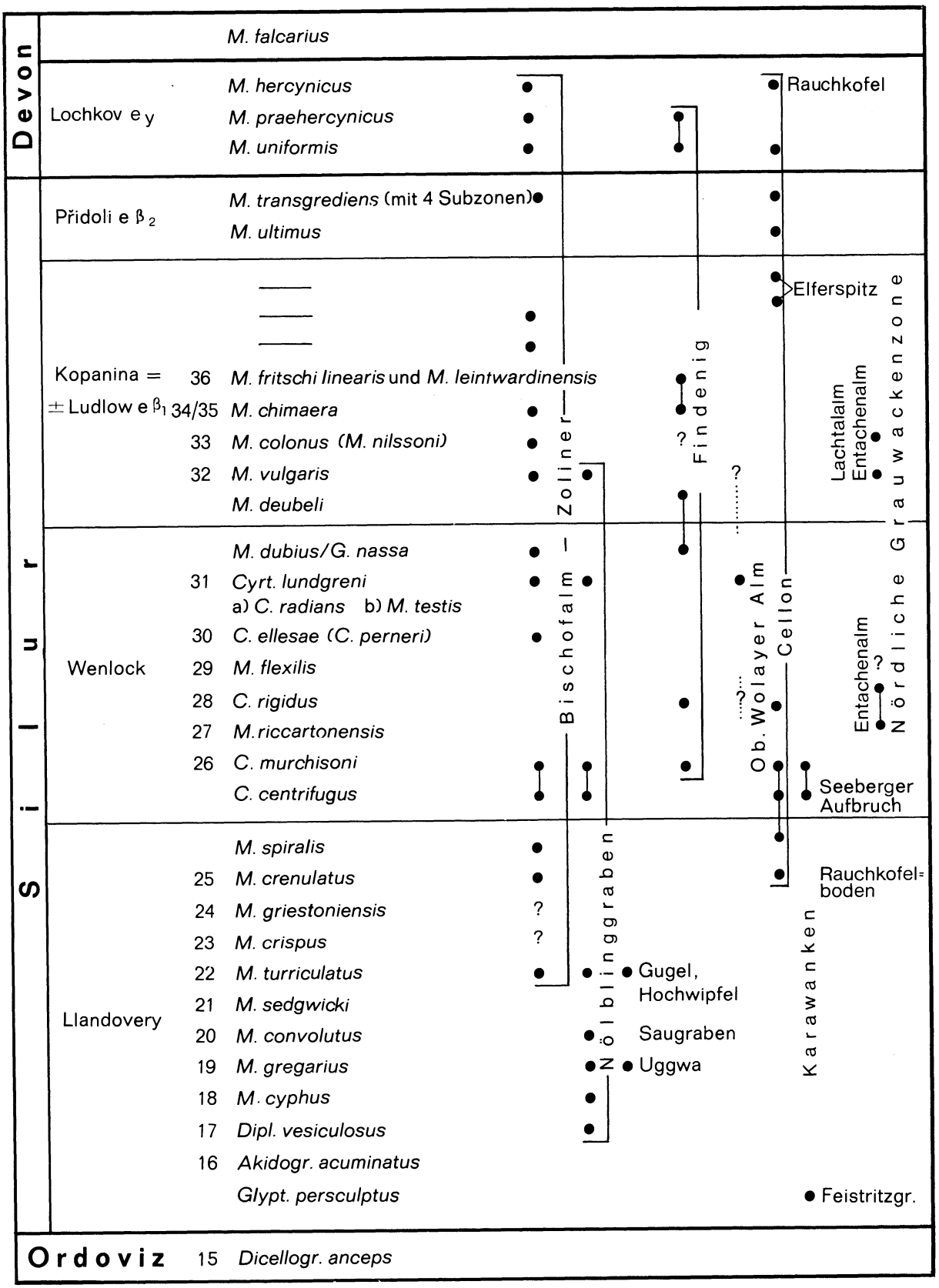


Abb. 7. Die Verbreitung von Graptolithen in den Ost- und Südalpen

der Karbonatentwicklung bis in das Visé sicherstellen. Sie wird – vermutlich noch innerhalb des Unterkarbons – von den klastischen *Eisenerzer Schichten* abgelöst (H. P. SCHÖNLAUB, 1976, 1979). In der tieferen tektonischen Einheit – der Veitscher Decke – lieferten hingegen neue Trilobiten- und Korallenfunde sowie Neuaufsammlungen von Pflanzen weitere biostratigraphische Fixpunkte für die Einstufung einzelner Schichtglieder in die Zeitspanne Visé bis Westfal C (W. DEL NEGRO, 1970; K. FELSER, 1976; K. FELSER & H. W. FLÜGEL, 1975; H. W. J. v. AMEROM & BOERSMA, 1975; G. HAHN & R. HAHN, 1977). Diesen Datierungen ist für die Frage der gegenseitigen Beziehungen beider tektonischer Großeinheiten der Nördlichen Grauwackenzone in Hinblick auf die Rekonstruktion des Karbonmeeres große Bedeutung beizumessen.

Noch innerhalb des Westfals erreicht die variszische Orogenese in den Ost- und Südalpen ihren Höhepunkt. Das folgende jungpaläozoische Molassestadium greift anschließend über einen intensiv gefalteten, verschuppten und in weiten Teilen der Zentralalpen durch die variszische Metamorphose geprägten Unterbau. Für den nördlich des Gailtals gelegenen Raum ist dabei eine frühere Molasse festzustellen (vgl. S. 12). Transgressionskontakte sind besonders in den Karnischen Alpen an zahlreichen Punkten vorhanden (A. FENNINGER et al., 1976). Da hier außerdem nahe der Basis Fossilien gefunden wurden, war es möglich, das Alter der Transgression anzugeben. Nach K. L. GAURI (1965), W. REMY (1969) und F. FRANCAVILLA (1974) sollen die Auernigschichten (entgegen der Meinung älterer Bearbeiter) im Stefan einsetzen. Sie stehen damit einer kontinental-terrestrischen Fazies nördlich des Gailtales gegenüber, die nach Pflanzenfunden meist im Unterperm beginnt, an wenigen Stellen aber auch im jüngsten Karbon (vgl. u. a. E. SCHERIAU-NIEDERMAYR & G. NIEDERMAYR, 1973; F. THIEDIG & M. CHAIR, 1974; F. THIEDIG & D. KLUSSMANN, 1974; H. W. J. v. AMEROM et al., 1976).

Neben den biostratigraphisch fixierten Transgressionsbildungen treten am Beginn des alpidischen Sedimentationszyklus an vielen Stellen der Zentralalpen weitere Molassefolgen auf, die nur nach lithostratigraphischer Methodik (z. B. Vorkommen saurer Vulkanite, Schwermineralverteilung, Anteil an Grob- und Feinklastika, Urangehalt, Gipsführung, Nähe zur Trias) und regionalen Vergleichen mit datiertem Unter- oder Oberperm gleichgesetzt werden können. Sie sind aber insoferne von großer Bedeutung, da daraus Aussagen über Gefügeprägung, den Stoffbestand und die Metamorphose von großen Teilen des Grundgebirges abgeleitet werden können.

Literatur: AMEROM H. W. J. VAN & BOERSMA M. 1975; AMEROM H. W. J. VAN et al., 1976 BANDEL K. 1972; CHLUPÁC I. 1972, 1977; DAURER A. & SCHÖNLAUB H. P. 1978; DEL NEGRO W. 1970; EBNER F. 1973 a, 1976 a, 1977; EBNER F. et al., 1977; FELSER K. 1976; FELSER K. & FLÜGEL H. W. 1975; FENNINGER A. et al. 1976; FLAJS G. & SCHÖNLAUB H. P. 1976; FRANCAVILLA F. 1974; GAURI K. L. 1965; HAHN G. & HAHN R. 1977; HÖLL R. 1970; HÖLL R. & MAUCHER A. 1968; JAEGER H. 1975, 1976; JAEGER H. et al. 1975; JAEGER H. in FLÜGEL H. W. et al. 1977; KUPSCH F. et al. 1971; LOESCHKE J. 1974; LOESCHKE J. & ROLSER J. 1971; MOHR H. 1923; MOSTLER H. 1973 a; NIEDERMAYR G. 1975; NÖSSING L. 1975; PRIEWALDER H. & SCHUMACHER R. 1976; REMY W. 1969; SCHERIAU-NIEDERMAYR E. & NIEDERMAYR G. 1973; SCHNABEL W. 1976; SCHÖNLAUB H. P. 1969b, 1975a, 1977b, 1979; SCHÖNLAUB H. P. et al. 1976; SCHÖNLAUB H. P. & ZEZULA G. 1975; TESSENSOHN F. 1975; THIEDIG F. & CHAIR M. 1974; THIEDIG F. & KLUSSMANN D. 1974; WALLISER O. H. 1957, 1964.

1.1.5. Radiometrische Alterswerte

Wenn man versucht, die bisher im „Altkristallin" der Ostalpen, dem Penninikum und der Böhmischen Masse ausgeführten radiometrischen Altersbestimmungen auf der paläozoischen chronostratigraphischen Skala darzustellen, so zeigt sich das in Abb. 8 gezeichnete Verteilungsbild. Darin sind alle verfügbaren Werte eingetragen, die mit der Rb/Sr-Methode an Gesamtgesteinen granitoider Zusammensetzung und an Muskoviten, die durch ihre hohe Schließungstemperatur dem Bildungsalter des Gesteins am nächsten kommen, bestimmt wurden. Zur Berechnung der Daten wurde die Zerfallskonstante $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \cdot a^{-1}$ verwendet.

Deutlich unterscheiden sich drei Häufungen von Alterswerten: Das älteste Maximum liegt im *Altpaläozoikum,* ein weiteres im *Karbon,* das der intensiven magmatischen Tätigkeit während der variszischen Orogenese zuzuschreiben ist, und ein drittes, das an die *Perm/Trias-Grenze* fällt. Die Werte der letzten Gruppe liefern mit wenigen Ausnahmen Gesteine aus dem Penninikum, deren Bedeutung als Ausdruck einer gesteinsbildenden Phase oder eines Ereignisses mit Sr-Homogenisation (Metamorphose) noch ungewiß ist.

Unterschiedliche Auffassungen bestehen auch bezüglich der Deutung der altpaläozoischen Werte (vgl. K. SCHMIDT, 1976; V. ZOUBEK, 1976 u. a.). Während bisher die Auffassung überwog, sie länger andauernden magmatischen Prozessen

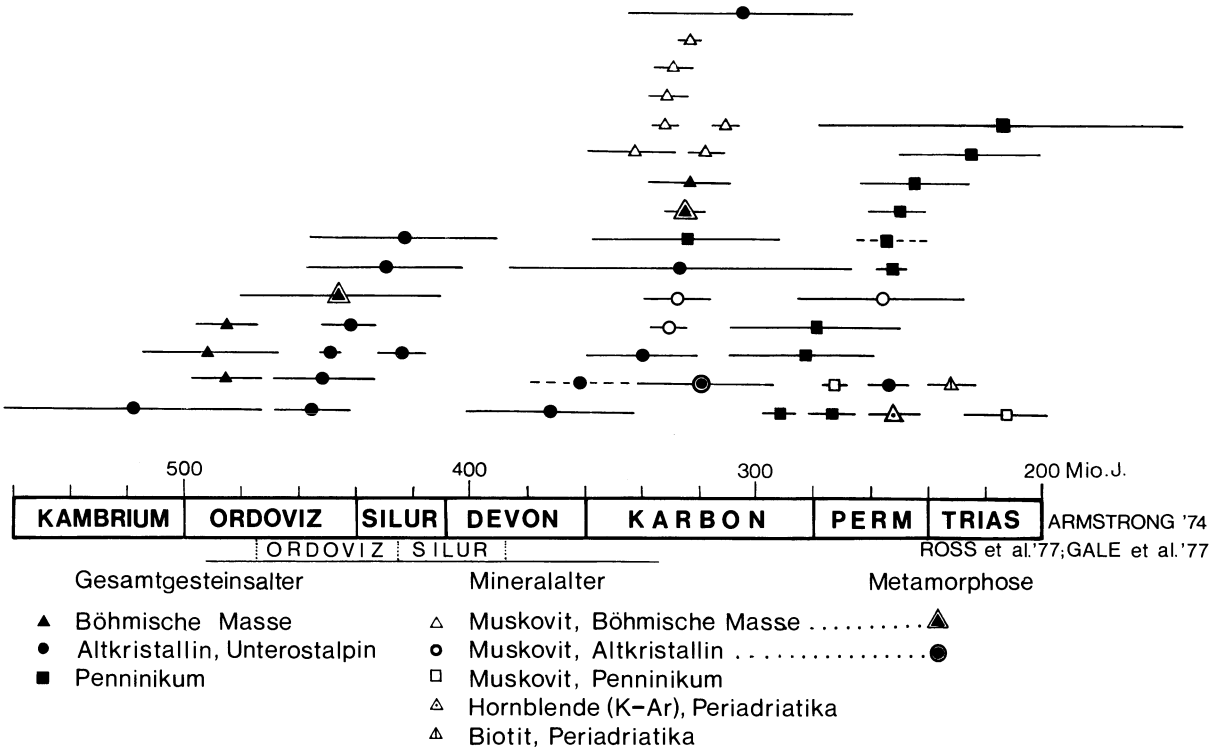


Abb. 8. Vor-variszische und variszische Alterswerte aus den Ostalpen und angrenzenden Gebieten (Rb/Sr Methode, $\lambda = 1{,}42 \times 10^{-11} \cdot a^{-1}$; zusammengestellt von SUSANNA SCHARBERT)

zuzuschreiben, wäre es auf Grund der nachfolgenden Überlegungen auch denkbar, sie zwei zeitlich getrennten geologischen und petrogenetischen Ereignissen zuzuordnen. Das ältere Ereignis manifestiert sich in der Bildung saurer Schmelzen, ist aber nur spärlich belegt mit wenigen Daten aus der Gleinalpe (1) und dem Moldanubikum (8).

Die Häufung von Werten zwischen 440 und 410 Mio. J. könnten nach der bisherigen Auffassung ebenfalls Intrusionsalter darstellen, nach Überlegungen der Autoren aber auch für ein metamorphes Ereignis sprechen. Dazu lassen sich folgende Befunde anführen, die diese Annahme wahrscheinlich machen: Alle bisher untersuchten Gneise dieser Gruppe haben gemeinsame Merkmale, nämlich:

1. Ihr Auftreten innerhalb des Nebengesteins ist lagig im Sinne von „acid sheets", z. B. im Seckauer Kristallin oder in der Schobergruppe.

2. Untereinander bestehen petrographische Ähnlichkeiten (es handelt sich immer um helle, saure Flaser- und Augengneise, die oft Muskovit-führend sind).

3. Alle Gesteine weisen ein Rb/Sr-Verhältnis mit einer Häufung von 10–15 auf.

4. Sie haben ein hohes initiales Sr-Isotopenverhältnis (größer als .710).

5. Sie treten im Verband mit metamorphen Abkömmlingen von Peliten oder mit Amphiboliten und Eklogiten auf.

Die Deutung der Alter als Anzeiger einer Metamorphose ergibt sich auf Grund folgender Tatsachen und Gedanken:

1. Hohe initiale Sr-Verhältnisse sprechen häufig für eine Sr-Homogenisation, wie sie im Zuge einer Metamorphose von Ausgangsgesteinen mit ursprünglich niedrigerem Sr_i stattfinden kann.

2. Nach unserer Meinung ist die Tatsache, daß die Augen- und Flasergneise zusammen mit benachbarten Paragneisen auf eine Isochrone zu liegen kommen (Ötztal, Schobergruppe), ein starkes Argument für eine Sr-Homogenisation.

3. Zirkondaten aus dem Augengneis des Ötztals, der ein Rb/Sr-Alter von 410 Mio. J. hat, lieferten ein Alter von 480 Mio. J., das die Bildung des prä-metamorphen Ausgangsgesteins angibt.

4. Eine Metamorphose um 430 Mio. J. wurde von A. ARNOLD & H. G. SCHARBERT (1973) in den Granuliten der Böhmischen Masse nachgewiesen; sie folgt auf die Bildung des vulkanischen Ausgangsmaterials von 469 Mio. J.

Radiometrische Daten von Graniten und Gneisen in Österreich und angrenzenden Gebieten

Geologische Einheit	Autor (Kurzzitat)		$\lambda = 1{,}47 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$	$\lambda = 1{,}42 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$	Sr initial	$^{87}Rb/^{86}Sr$
Gleinalpe, Altkristallin	W. FRANK, P. KLEIN, W. NOWY, S. SCHARBERT, TMPM **23**, 191–203, 1976.		500 ± 45	518 ± 46	.7044 ± 12	.03–3.5
Gföhler Gneis, Böhmische Masse	A. ARNOLD, in Vorber.		474 ± 23	491 ± 24	.7119 ± 29	4.5–14
Bi-Sill-Cord Gneis, Pfahlzone, *Anatexis*	B. GRAUERT, G. HÄNNY, G. SOPTRAJANOVA, Contr. Min. Petr. **45**, 37–63, 1974.		471 ± 20	487 ± 20	.7096 ± 11	.76–6.9
Granulit, Böhmische Masse	A. ARNOLD, H. G. SCHARBERT, SMPM **53/1**, 61–78, 1973.		469 ± 11	485 ± 11	.7095 ± 26	1–34
Augengneis, Schobergruppe, Altkristallin	G. TROLL, R. FORST, F. SÖLLNER, W. BRACK, H. KÖHLER, D. MÜLLER-SOHNIUS, Geolog. Rdsch. **65**, 483–511, 1976.		440 ± 13	455 ± 13	.7102 ± 8	3–30
Augengneis, Ötztal, Altkristallin	M. SATIR, Geolog. Rdsch. **65**, 394–410, 1976.		436 ± 17	451 ± 18	.7102 ± 14	2–125
Augengneis, Anterselva, Altkristallin	S. BORSI, A. DEL MORO, F. P. SASSI, G. ZIRPOLI, Mem. Soc. Geol. It. **12**, 549–571, 1973.		434 ± 4	449 ± 4	.7080 ± 34	1.5–103
Granulit, Böhmische Masse, *Metamorphose*	A. ARNOLD, H. G. SCHARBERT, SMPM **53/1**, 61–78, 1973.		431 ± 35	446 ± 36	.720 ± 15	
Granitgneis, Silvretta, Altkristallin	B. GRAUERT, Diss., Univ. Bern, 1969.		427 ± 9	442 ± 9	.7119 ± 42	6–55
Granitgneis, Seckauer Tauern, Altkristallin	S. SCHARBERT, unpubl.		415 ± 27	430 ± 28	.71222 ± 82	.8–10.2
Augengneis, Ötztal, Altkristallin	W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ, P. MÜLLER, I. WENDT, K. SCHMIDT, Geol. Jb. **86**, 797–826, 1968.		410 ± 9	424 ± 9	.718	8–45
Villacher Granit, Altkristallin	E. JÄGER, zitiert in R. GÖD, TMPM **23**, 251–273, 1976.		409 ± 32	423 ± 33		
Granitgneis, Innerkrems, Altkristallin	C. J. HAWKESWORTH, Contr. Min. Petr. **54**, 225–244, 1976.		360 ± 28	372 ± 29	.738 ± 20	40–80
Steinkogelschiefer, Altkristallin, *Metamorphose*	M. SATIR & G. MORTEANI, Geol. Rdsch. **68**/1, 1979.			347 ± 30	.7150 ± 21	1.4–8.6
Silvretta, Altkristallin	B. GRAUERT, Diss., Univ. Bern 1969.		351 ± 14	363	.712	25–68
Grobgneis, Unterostalpin	S. SCHARBERT, unpubl.		327 ± 10	340 ± 10	.70698 ± 85	3.6–8.2
Seckauer Kristallin, Altkristallin	S. SCHARBERT, unpubl.	*)	320 ± 7	331 ± 7		
Seckauer Kristallin, Altkristallin	S. SCHARBERT, unpubl.	*)	317 ± 12	328 ± 12		
Seckauer Kristallin, Altkristallin	S. SCHARBERT, unpubl.		316 ± 58	327 ± 60	.71107 ± 316	2.5.–6.8
Granatspitzkern, Penninikum	R. A. CLIFF, Verh. Geol. B.-A., Jg. 1977, H. 2, 101–104.		314 ± 32	325 ± 33	.7058 ± 50	7.5–12
Gföhler Gneis, Böhmische Masse, Mineralisochrone, *Metamorphose?*	A. ARNOLD, unpubl.		314 ± 7	325 ± 7	.7238 ± 12	
Anatekt. Gneis, Pfahlzone, Böhmische Masse, *Anatexis*	B. GRAUERT, R. HÄNNY, G. SOPTRAJANOVA, Contr. Min. Petr. **45**, 37–63, 1974.		313 ± 15	324 ± 15	.727 ± 1	2–10
Muskovite der moldanubischen Granite	H. R. v. GAERTNER, W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ, P. MÜLLER, Datierungsbericht 5/67, Bundesanstalt f. Bodenforschung, 1967.		332 – 301	343 – 311		
Eisgarner Granit, Böhmische Masse, Mineralisochrone	H. R. v. GAERTNER et al. 1967.		308 ± 3	318 ± 3		
Schwazer Augengneis, Altkristallin, *Metamorphose*	M. SATIR & G. MORTEANI, Geol. Rdsch. **68**/1, 1979.			322 ± 24	.7180 ± 24	1.5–9.8
Seckauer Kristallin, Altkristallin	S. SCHARBERT, unpubl.		296 ± 39	306 ± 40	.70791 ± 62	.8–1.7

*) Muskovit

Geologische Einheit	Autor (Kurzzitat)		$\lambda = 1{,}47 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$	$\lambda = 1{,}42 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$	Sr initial	$^{87}Rb/^{86}Sr$
Venediger, Penninikum	C. BESANG, W. HARRE, F. KARL, H. KREUZER, H. LENZ, P, MÜLLER, I. WENDT, Geol. Jb. **86**, 835–844, 1968.		282 ± 6	292 ± 6	.7170 ± 15	3.1–35
Orthogneis, Penninikum	C. J. HAWKESWORTH, Contr. Min. Petr. **54**, 225–244, 1976.		264 ± 9	273 ± 9	.70577 ± 14	.4–6.4
Pegmatit, Penninikum	M. SATIR, SMPM, **54/1**, 213–228, 1974.	*)	264 ± 4	273 ± 4		
Aplitgranit, Penninikum	M. SATIR, St. HÖRNES, G. MORTEANI, Abstracts Tagung Geol. Vereinigung, Münster 1978.		270 ± 30	279 ± 31	.7093 ± 28	2–10
Porphyroblastengneis, Penninikum	M. SATIR, St. HÖRNES, G. MORTEANI, Abstracts Tagung Geol. Vereinigung, Münster 1978.		269 ± 30	278 ± 31	.7088 ± 13	.5– 7
Pegmatit, Altkristallin	E. JÄGER, K. METZ, SMPM **51**, 401–414, 1971.	*)	248 ± 29	256 ± 30		
Wolfsberger Granit, Altkristallin	W. MORAUF ECOG IV, Amsterdam 1976.		246 ± 7	254 ± 7	.7055 ± 45	
Großvenediger, Penninikum	E. JÄGER, F. KARL, O. SCHMIDEGG, TMPM **13**, 251–272, 1969.		246	254	.7055 ± 45	
Eisenkappel, Periadriatikum	R. A. CLIFF, H. HOLZER, D. REX, Verh. Geol. B.-A., Jg. 1974, H. 3.	")	244 ± 9	252 ± 9		
Leukogranit, Penninikum	R. A. CLIFF, Contr. Min. Petr. **32**, 274–288, 1971.		244 ± 6	252 ± 6	.7141 ± 33	16–89
Zentralgneis, Penninikum	R. St. J. LAMBERT, Verh. Geol. B.-A., Jg. 1964, 16–27.		243 ± 11	251 ± 11	.7113 ± 25	.86–26.4
Zentralgneis, Penninikum	M. SATIR, SMPM **54/1**, 213–228, 1974.		237 ± 20	245 ± 21	.7142 ± 42	5.5–19.7
Granodioritporphyr, Periadriatikum	S. SCHARBERT, Verh. Geol. B.-A., Jg. 1975, 301–304.	=)	224 ± 9	232 ± 9		
Granatspitzkern, Penninikum	R. A. CLIFF, Verh. Geol. B.-A., Jg. 1977, H. 2, 101–104.		219 ± 25	226 ± 26	.7188 ± 25	4.5–10.5
Reißeck-Ankogel, Penninikum	R. A. CLIFF, R. J. NORRIS, E. A. OXBURGH, R. C. WRIGHT, Jb. Geol. B.-A. **114**, 121–272, 1971.		208 ± 62	215 ± 64	.7084	.75–7.7
Pegmatit, Penninikum	R. A. CLIFF, R. J. NORRIS, E. A. OXBURGH, R. C. WRIGHT, Jb. Geol. B.-A. **114**, 121–272, 1971.	*)	206 ± 15	213 ± 15		

*) Muskovit =) Biotit ") Hornblende K/Ar

5. Geht man von der Annahme aus, daß diese Werte ein metamorphes Ereignis anzeigen, läßt sich aus COMPSTON-JEFFREY-Diagrammen ableiten, daß für alle Gesteine eine Bildung zwischen 500 und 450 Mio. J. anzunehmen ist (vgl. auch M. SATIR, 1975).

6. Schließlich sei erwähnt, daß eine zeitgleiche magmatische Aktivität in fossilführenden altpaläozoischen Räumen ebenfalls festzustellen ist (z. B. Barrandium, vgl. PH. VIDAL et al., 1975).

Das Problem, weshalb die Neueinstellung der Sr-Isotopen während einer Metamorphose stattgefunden hat – ein Phänomen, das bei Granitgneisen in anderen metamorphen Terrains meist nicht zu beobachten ist – könnte folgende Erklärung finden: Unter der Voraussetzung, daß zumindest der größte Teil des Altkristallins aus altpaläozoischen Sedimentserien besteht, läßt sich der Schluß ziehen, daß die Edukte der Orthogneise zwischen 500 und 450 Mio. J. als vulkanische bis subvulkanische saure Gesteine entstanden sind. Im Verlaufe einer Metamorphose von Gesteinsserien mit viel Pelitanteil werden reichlich fluide Phasen freigesetzt, die eine Sr-Homogenisation in den betroffenen Gesteinen bewirken (vgl. u. a. Verjüngung des Monte Rosa Gneises, J. C. HUNZIKER, 1970). Dieses zwischen 440 und 410 Mio. J. „konsolidierte" Kristallin widersteht im Großbereich der Isotopen-Equili-

brierung während späterer Metamorphosen, die nur von neukristallisierenden Mineralparagenesen und Strukturumprägungen abgebildet werden.

Literatur: ARMSTRONG R. L. & MCDOWALL W. G. 1974; ARNOLD A. & SCHARBERT H. G. 1973; GALE N. H. et al. 1977; HUNZIKER J. C. 1970; ROSS R. J. et al. 1977; SATIR M. 1975; SCHMIDT K. 1976; VIDAL PH. et al. 1975; ZOUBEK V. 1976.

1.2. Das Frühalpidikum

(Die geologische Entwicklung zwischen der variszischen und der alpidischen Hauptorogenese vom Oberkarbon und Perm durch das frühe Mesozoikum bis ins Neokom)

Von SIEGMUND PREY

Mit den Abbildungen 9 und 10

1.2.1. Einleitung

Während dieses tektonisch ziemlich ruhigen Zeitabschnittes existierten die Alpen überhaupt noch nicht. Aber die meist marinen Sedimente, die sich damals in den sogenannten Geosynklinalen (langsam sinkenden Meeresräumen) gebildet haben, sind das wesentliche Baumaterial des künftigen Gebirges. Wenn wir aber die Verteilung der Sedimente und Faziesgebiete in diesen Meeren rekonstruieren wollen, müssen wir uns alle während der Gebirgsbildungen entstandenen Decken, Schuppen und großen Falten der Alpen in ihre Ausgangslage zurückversetzt denken und versuchen, auch die sicher wirksam gewesenen Störungen mit Seitenverschiebungen möglichst richtig zu beurteilen. Daß diese Überlegungen in vielen Fällen äußerst schwierig sind, werden die Leser dieses Buches bald erkennen, weil die Verfasser auch von diesen Unklarheiten sprechen müssen.

Die Leser mögen deshalb beachten, daß, wenn hier von „südlicheren" oder „nördlicheren" Meeresräumen die Rede ist, diese in ihrer Lage zur frühalpidischen Zeit gemeint sind oder, wenn etwa vom „Raum der Kalkalpen" gesprochen wird, ihr vor den Gebirgsbildungen weit südlich gelegener Ablagerungsraum bezeichnet werden soll und nicht ihre heutige Position. Das heutige geologische Bild wird dann später im Kapitel 2. dargestellt und in den regionalen Kapiteln 3.1.–3.13. nachfolgend im einzelnen beschrieben. Wie man sich den Ablauf der Tektonik nach gedanklicher Abwicklung der Decken und Falten der Alpen vorstellen könnte, soll noch vorher kurz im Kapitel 1.6. aufgezeigt werden.

Um dem Leser aber ein Rückblättern nach Möglichkeit zu ersparen, mag er sich die folgende *ursprüngliche Anordnung der Ablagerungsräume* einprägen: Im Norden lagen die Vorländer, südlich damit verbunden die Räume des Helvetikums, Ultrahelvetikums und der Klippenzone. Der Ablagerungsraum des Rhenodanubischen Flysches wird vom Verfasser unmittelbar am Südrand des Ultrahelvetikums im nördlichen Penninikum, von R. OBERHAUSER aber weiter südlich innerhalb des penninischen Bereiches angenommen. Dieser an das Ultrahelvetikum südlich anschließende penninische Meeresraum dürfte eine beträchtliche Breite besessen haben. Südwärts fortschreitend gelangen wir ins Unterostalpin, ins Zentralalpin, schließlich in das Ablagerungsgebiet der Nördlichen Kalkalpen und der Südalpen. Der Drauzug, der hier anschließend an die Zentralalpen besprochen wird, wird trotz nicht einhelliger Meinung der Geologen als liegengebliebener Teil der Nördlichen Kalkalpen aufgefaßt.

Zum Terminus „Zentralalpin" bedarf es noch einiger definierender Worte. Er steht hier für „Zentralalpines Permomesozoikum" und ist ein Begriff, der von früher her eingebürgert ist, als noch keine so weitreichenden tektonischen Schlüsse über den Bau der Zentralalpen aus seinem Vorhandensein abgeleitet wurden. Strenggenommen müßte man von einem „Mittelostalpinen Permomesozoikum" sprechen. Meist ist in den folgenden Zeilen der Ablagerungsraum desselben gemeint. Diese Aussage gilt auch für das Kapitel 1.6.

1.2.2. Die postvariszische Bedeckung

Höheres *Oberkarbon und Perm* sind im Bereich der Ostalpen zum größeren Teil *limnisch-fluviatile* Ablagerungen; örtlich glaubt man auch seichtmarine Einflüsse zu sehen. Nur in den Karnischen Alpen und Südkarawanken gibt es ein charakteristisches *marines Oberkarbon und*

Perm, das aber gegen Westen wieder von kontinentalen Ablagerungen abgelöst wird, die auch viele vulkanogene Komponenten enthalten. Auch die Böhmische Masse trug einst eine ausgedehntere oberkarbone und permische Bedekkung, die jedoch nur mehr in kleinen Resten erhalten geblieben ist. In Österreich ist bloß das „Perm" von Zöbing in Niederösterreich von einiger Bedeutung, dessen tiefere Anteile nach neuen Untersuchungen noch ins Oberkarbon hinabreichen.

Überall wurde diese oberkarbon-permische Decke über ein schwaches Relief tief abgetragenen variszischen Untergrundes ausgebreitet und besteht aus dessen Abtragungsschutt. Vor allem wurden Vertiefungen und Becken aufgefüllt. Daher gleicht kaum ein Profil dem anderen. Sandsteine, Konglomerate und Brekzien wechseln mit pelitischen, oft rot gefärbten Gesteinen, die öfters eingeschwemmte Pflanzenreste enthalten, welche sich bisweilen auch zu kleinen Kohleflözchen sammeln. Letztere sind jedoch in Österreich ohne Bedeutung. An diesen Verwitterungsschutt und insbesondere an inliegende Pflanzenreste sind in den Alpen Uranvererzungen gebunden.

In den *Südalpen* wurde in Südostrichtung sowohl im Oberkarbon als auch im Unterperm aus dem kontinentalen Gebiet klastisches Material in das seichte Meer eingeschüttet. Die Transgression über das variszische Gebirge beginnt in den Karnischen Alpen örtlich mit Kohlebildungen, die in Anthrazit umgewandelt sind. Beredte Zeugnisse marinen Milieus sind die eingelagerten Fusulinenkalke und marinen Fossilien in den Auernig- und Rattendorfer Schichten, sowie die als Trogkofelkalke bekannten Riffkalke. Dieses Riffwachstum wurde aber durch Abtragungen und nachfolgende Bedeckung durch die vorwiegend roten Grödener Schichten mit ihren Tonschiefern und Sandsteinen beendet. Im Oberperm wurden die marinen bankigen Bellerophondolomite abgelagert, deren Namen von der aus gleichalten Kalken bekannten Schnecke *Bellerophon* hergeleitet ist.

An etlichen Stellen, am auffälligsten in jenen Gebieten, die später zum Ablagerungsraum der alpinen Hallstätter Gesteine der Nördlichen Kalkalpen wurden, entstanden *Salzpfannen,* die wahrscheinlich im nördlichen Randbereich jenes eben genannten Meeres gelegen waren, das F. KAHLER „Paläotethys" genannt hat.

Sehr bezeichnend für das Perm im gesamten Alpengebiet ist ein *saurer Vulkanismus* mit Quarzporphyren, Schmelztuffen aus vulkanischen Glutwolken (Ignimbrite) und Tuffen. Während Tuffe als oft unscheinbare Einstreuungen größere Verbreitung zu haben scheinen, war das Zentrum großer vulkanischer Aktivität der mächtige Bozener Quarzporphyr in den Südtiroler Dolomiten (Südalpen); dagegen sind die Vorkommen von Quarzporphyr im nordalpinen Faziesbereich, wie im Drauzug und im Montafon, nur klein. Saure Tuffe (Porphyroide) sind in meist geringer Verbreitung in den als „Rannachserie" oder „Alpiner Verrucano" bezeichneten Serien nachgewiesen worden, die aus vor der Metamorphose vermutlich häufig roten Peliten, Sandsteinen, Quarziten und Konglomeraten entstanden sind. In der Hallstätter Zone der Nördlichen Kalkalpen gibt es im Haselgebirge auch einen basischen Vulkanismus; in den Südtiroler Dolomiten geht ein solcher dem sauren voran, hat jedoch geringere Verbreitung und Mächtigkeit.

1.2.3. Der Beginn der Tethys bzw. der alpinen Geosynklinale

Mit der Trias beginnt in der Erdgeschichte der Abschnitt des Mesozoikums. Nicht ohne Grund haben die alten Geologen die Grenze zwischen Paläozoikum und Mesozoikum an diese Stelle gesetzt. Einer der Gründe ist die *Ausbreitung des Meeres* in Mitteleuropa, die häufig mit einer Diskordanz verbunden ist. Andererseits konnte die Grenze mit deutlichen *Umbrüchen in der Lebewelt* begründet werden. So sterben beispielsweise die altertümlichen paläozoischen Ammoniten, Brachiopoden, Korallen und Stachelhäuter, sowie die für das Paläozoikum sosehr kennzeichnenden Trilobiten aus; an ihre Stelle treten u. a. die Ceratiten der Trias, sechsstrahlige Korallen, andere Brachiopoden, Muscheln und Schnecken, die Kalkalgen breiten sich aus, die Reptilien beginnen eine stürmische Entwicklung, die Knochenfische beginnen sich zu entfalten und allmählich erscheinen in der Trias die ersten Säugetiere. Die Sporenpflanzen treten zugunsten der Nadelbäume (Ginkgo-Gewächse) und Cycadeen als Bewohnern des Festlandes zurück.

Die relativ *ruhige* Entwicklung am Anfang des Mesozoikums *belebte* sich im Jura ein wenig bis zu einem in den Ostalpen noch wenig auffälligen Höhepunkt im Oberjura, der mit der Öffnung des Atlantischen Ozeans in Zusammenhang stand. Erst im Grenzbereich Unter- zu Ober-

kreide kam es zu starken tektonischen Bewegungen, die zum ersten alpinen Deckengebirge, den „Altalpidischen Alpen" führten. Dieses markante Ereignis der geologischen Geschichte der Alpen ist aber bereits Gegenstand des folgenden Kapitels.

In der *unteren Trias* also beginnt das Meer langsam in immer nördlichere Gebiete vorzudringen und erreicht die nördlichen Vorländer der Alpen. Die Paläotethys wird so durch die *eigentliche Tethys* abgelöst. Diese überschreitet das Gebiet der Nördlichen Kalkalpen, dem in den nördlicheren Randgebieten der Tethys noch weite, flache Meeresgebiete vorgelagert sind, in denen z. T. konglomeratische Quarzite und Pelite zum Absatz gelangten.

Diese *quarzitische Fazies* ist in den Räumen des Zentral- und Unterostalpins sowie des Penninikums verbreitet. In diesen Gebieten ist eine Grenzziehung zwischen Perm und Untertrias praktisch unmöglich, zumal alle diese Gesteine in den Alpen in metamorphem Zustand vorliegen und daher fossilleer sind. Aber man erkennt auch hier öfter Anzeichen ehemaliger Rotfärbung, wie beispielsweise rote Quarzkörner, wie sie für den Lantschfeldquarzit der Radstädter Tauern, den Semmering- und Ladiser Quarzit kennzeichnend sind. Diese Quarzite liegen entweder direkt dem Grundgebirge auf oder sie gehen aus höchstwahrscheinlich permischen Ablagerungen hervor.

Das Gebiet dieser Quarzitfazies ist von der Schweiz bis in die Karpaten hinein weit verbreitet und geht in der Schweiz in etwa nördlicher Richtung in den untertriadischen Melser Sandstein des Helvetikums über. Die Verbreitung dieser Fazies in den Alpen in einem weit nördlichen Gebiet der einstigen alpinen Ablagerungsräume ist ein Argument dafür, daß es keine unmittelbare Verbindung zwischen dem deutschen und dem noch zu erwähnenden nordkalkalpinen Buntsandstein gegeben haben kann.

Unter *seicht-marinen* Bedingungen wurden in den einst südlich anschließenden Ablagerungsräumen der Nördlichen Kalkalpen und der Südalpen die Werfener Schichten abgelagert, die aus oft bunten Tonschiefern mit häufig quarzitischen Sandsteinen bestehen und vielfach Erscheinungen von Wiederaufarbeitung zeigen. Kalkige Schichten sind höchstens im obersten Teil der meist ziemlich mächtigen und auf bereits langsam sinkendem Meeresgrund entstehenden Schichtfolge vorhanden. In den *Südalpen* ist die *Vertiefung* des Meeres und der Abstand zur Küste schon bedeutender. Mergel und mergelige Kalkbänke finden sich in größeren Teilen der Schichtfolge und wechseln, besonders in höheren Teilen, mit bunten schieferreichen Schichten.

Die schlammigen Böden der nordalpinen Werfener Schichten sind sicher eher lebensfeindlich gewesen, wie die selten örtlich auftretende artenarme Muschelfauna beweist. Die Meeresböden der Südalpen waren schon günstigere Lebensräume mit bisweilen reicherem Leben vor allem von Bivalven und Gastropoden, die auch als Leitfossilien von Bedeutung sind.

In den Tiroler Kalkalpen und im Drauzug gibt es auch Ablagerungen, die faziell dem deutschen *Buntsandstein* sehr nahestehen. Auch hier ist eine Grenzziehung zwischen dem „Buntsandstein" und dem zweifellos darunter vorhandenen Perm schwierig. Da es keine unmittelbare Verbindung zum deutschen Buntsandstein gibt, muß eine Beziehung zum Permoskyth des Zentralalpins der westlichen Ostalpen ins Auge gefaßt werden. Auch in den westlichen Südalpen wird die Fazies der Werfener Schichten von einer Art Buntsandsteinfazies abgelöst. Auf die dadurch zum Ausdruck kommende bogenförmige und z. T. quer zum heutigen Alpenstreichen liegende Anordnung der *Fazieszonen der Trias* wird noch zurückzukommen sein.

Nicht selten sind an der Wende Unter- zu Mitteltrias deutliche Anzeichen eines neuerlichen *kurzen Rückzuges* des Meeres zu finden. Es kam nämlich örtlich zur Bildung von salinaren Gesteinen, wie Rauhwacken und Dolomit mit Anhydrit und geringen Mengen von Steinsalz. Es gibt Profile, z. B. im Pyhrngebiet, die eine genaue Einstufung dieses Horizontes erlauben; dabei muß man an eine Wiedereindampfung permischen Salinars denken, sofern permische Sporen darin vorkommen. Im Drauzug jedoch gibt es in demselben Niveau skythische Sporen. Aber auch im zentral- und unterostalpinen sowie dem penninischen Bereich ist dieses Ereignis häufig durch ein Rauhwackenband dokumentiert, das mit der gipsführenden Rötgruppe des Deutschen Buntsandsteins parallelisiert wird.

1.2.4. Die Ausbreitung des Meeres in der Mitteltrias

Die Anlieferung klastischen Materials hört nun rasch auf, die Küste weicht weit nach Norden über Mitteldeutschland hinaus zurück; kalkige und dolomitische Sedimente eines Flachmeeres

bedecken aus der Tethys heraus transgredierend heute große Flächen in Deutschland, in der Rhonesenke und in Nordafrika. Erst ungefähr südlich vom unterostalpinen Raum gewahrt man eine *zunehmende sinkende Tendenz* des Meeresbodens, sodaß die vorwiegend in *seichtem* Wasser gebildeten Sedimente, wie die an Kalkalgen reichen Riffe und ihre Lagunen, zwischen denen Sedimente aus etwas *tieferem* Wasser der Beckenfazies eingeschaltet sind, gegen Süden immer größere Mächtigkeiten erreichen. Dieses Absinken war vor allem im Gebiet der Südalpen mit Bruchbildungen verknüpft, die als Aufstiegswege für den lebhaften *Vulkanismus* und vielleicht auch die erzbringenden Lösungen der besonders im Drauzug auch wirtschaftlich interessanten Blei-Zinkvererzungen dienten. Von Südosten her reichte in unbekannter Breite und Konfiguration die Hallstätter Fazies bis in die Ostalpen.

Der *deutsche Muschelkalk* mit allen Anzeichen von Flachwasser, dessen Gründe hauptsächlich von Brachiopoden und Bivalven – daher der Name – sowie Crinoiden bewohnt waren, findet eine Entsprechung in dem verhältnismäßig geringmächtigen Rötidolomit des *Helvetikums* und *Penninikums* der Schweiz, der einen Schwellencharakter hat. Im Penninikum der Ostalpen gibt es neben den Dolomiten auch Kalke. In den nordöstlichsten Gebieten des Ablagerungsraumes der Ostalpen, vom Vorland bis in die Klippen- und Flyschzone, ist keine sichere Mitteltrias bekannt und dürfte in diesem Teil der Europäischen Plattform auch nicht abgelagert worden sein. Erst in Oberschlesien gibt es im Vorland Mitteltrias in germanischer Fazies, die mit dem Karpatenraum in Verbindung stand. Auch die vulkanischen Aktivitäten haben diesen ruhigen Raum nicht erreicht.

Im Gebiete des *Unterostalpins* zeigen die Dolomite der heutigen Semmeringserien eher noch penninischen Charakter, während in den Radstädter Tauern bereits eine Mächtigkeitszunahme der Mitteltriasdolomite zu bemerken ist. Ähnlich sind die Verhältnisse im zentralalpinen Stangalm- und Brennergebiet, wo helle Dolomite vorliegen, während aber in den Triasgebieten von Ducan und Ortler im Westen die Dolomite vorwiegend dunkler gefärbt und bisweilen mit Brekzienbildungen verbunden sind, die übrigens auch aus den Radstädter Tauern bekannt sind. Im Osten allerdings ist im Zentralalpin die Trias größtenteils abgetragen. Die geringen Reste, wie in der Raasbergfolge bei Anger und Voitsberg in der Steiermark, erwecken eher den Eindruck einer Verwandtschaft mit dem Penninikum.

Während diese Schichten, die in den Ostalpen häufig metamorph sind, höchstens gelegentlich Diploporen führen, stammen die Schichtfolgen der *Kalkalpen* aus dem bereits *deutlich sinkenden* Geosynklinalgebiet der Tethys. Die schon mächtigeren Schichtfolgen sind mit Hilfe von Fossilien gut zu gliedern.

Die Ablagerungen setzen mit dunklen Kalken und Dolomiten ein, in denen ebenfalls Brachiopoden, Bivalven und Crinoiden zu den häufigsten Fossilien gehören, die aber gelegentlich auch Ammoniten führen. Die Seichtwasserbedingungen werden durch den Umstand deutlich, daß in verschiedenen Höhen schon in der anisischen Stufe das Wachstum von Algenriffen beginnt, die als Steinalm- und Wettersteinkalke bzw. -dolomite bekannt sind. Man kann hier, in oft etwas unübersichtlicher Verteilung, Riff- und Lagunenbereiche unterscheiden; zwischen den Riffgebilden liegt eine Beckenfazies, die in etwas tieferem Wasser gebildet wurde und im Osten der Nördlichen Kalkalpen aus den gebankten, knorrigen Hornstein führenden Reiflingerkalken und im Westen aus den mergeligen Partnachschichten besteht. Die Wettersteinkalke und -dolomite können über tausend Meter Mächtigkeit erreichen. In der Mitteltrias, vor allem im Gutensteiner und Reiflinger Kalk, sind in Form von Tufflagen Zeugen eines Vulkanismus bekannt, dessen Zentren weiter im Süden lagen. Im Süden einer breiteren, oft dolomitisierten Riffzone am Südrand des Kalkalpenraumes tritt als Vorriff- und Beckenfazies auch Hallstätter Fazies auf. Sieht man aber von dem roten Schreyeralmkalk ab, so entwickeln sich die typischen Glieder der Hallstätter Fazies vielfach erst in der Obertrias. Für die typischen Hallstätter Kalke ist eine Häufigkeit von meist zusammengeschwemmten Ammoniten als kennzeichnend zu nennen.

Auch in den *südalpinen Folgen,* die im wesentlichen an die nordkalkalpinen im Süden anzureihen sind, finden wir oft sehr mächtige und ähnlich aus Riffen und dazwischenliegender Beckenfazies aufgebaute Schichtfolgen. Diese aber sind in den Südtiroler Dolomiten und östlich davon reich an vulkanischen Gesteinen (Melaphyre, Diabase, Augitporphyrite und deren Tuffe); einstige Zentren des Vulkanismus sind in Predazzo und Monzoni freigelegt und bis auf die zum effusiven Vulkanismus zugehörigen Tiefengesteine erodiert worden. Die großartigen Aufschlußverhältnisse in den östlichen Südalpen haben schon frühzeitig zu klassischen Studien über Riffe und ihre Beziehungen zu den umgebenden Becken Anlaß gegeben.

Die Bodenunruhe verursachte im Bereich der Karnischen Alpen in der tiefsten Mitteltrias mit Tuff-Förderung verbundene Aufwölbungen und Zerbrechungen, die zu Brekzien- und Konglomeratbildungen führten. In den Südkarawanken waren auch die Vorriffzonen sehr labil und lie-

ferten lokalen Schutt an die mit Mergeln, Tuffiten, Tuffen und einzelnen Lavakörpern gefüllten Becken. Eine den Dolomiten ähnliche Schichtfolge ist in den westlichen Südalpen entwickelt. Übrigens dürften die sowohl in den Südalpen als auch im nord-kalkalpinen Gebiet bekannten Blei-Zinkvererzungen (im Drauzug und Tirol) mit solchen Störungen in Verbindung stehen.

Ein Mächtigkeitsvergleich: In den Nördlichen Kalkalpen erreicht die Mitteltrias etwa 500–1000 m Mächtigkeit, im Penninikum jedoch meist kaum über 100 m!

1.2.5. Die „Wende“ im Karn

W. SCHLAGER & W. SCHÖLLNBERGER (1974) haben auf die an sich schon altbekannte Tatsache hingewiesen, daß sich die Sedimentationsbedingungen in der Karnischen Stufe der Trias sichtlich *geändert* haben. Das gilt mit verschwindenden Ausnahmen für den gesamten Ablagerungsraum der Trias vom Helvetikum bis in die Südalpen. Ton- sowie feinkörniges, im Norden sogar auch grobkörniges Sandmaterial haben die Riffe zum Absterben gebracht und eine weitläufige Decke über Riff- und Beckenbereiche gebreitet. Auch Anhydrit- und Gipsbildung haben große Verbreitung. Im Nordteil des alpinen Ablagerungsraumes ist das der Auftakt der in die Obertrias reichenden Keuper-Formation; im Germanischen Gebiet setzt diese sogar schon im oberen Ladin ein.

Im Helvetikum und Penninikum der Schweiz wird dieser klastische Keuper als Quartenschiefer bezeichnet. Im Penninikum der Ostalpen ist eine an Quarziten reiche Schichtfolge diesem gleichzusetzen. Im unterostalpinen Semmeringdeckensystem ist schwach metamorpher, jedoch manchmal noch bunter Keuper aus Peliten, Quarziten und quarzitischen Konglomeraten bekannt.

Im Unterostalpin der Radstädter Tauern und dem Zentralalpin der Stangalm und des Brennergebietes hingegen ist ein deutliches „Karnisches Band“ aus wenig mächtigen dunklen Tonschiefern bis Phylliten zu unterscheiden. In den ersteren wird es von etwas Dolomit und wenig Sandstein begleitet.

Für die östlichen *Kalkalpen* ist die Lunzer Fazies kennzeichnend. Sie besteht aus dunklen Tonschiefern und feinkörnigen Sandsteinen und dem offenbar in hyperhalinem Wasser gebildeten Opponitzer Kalk darüber, der im Gebiete südlich und südöstlich von Steyr auch Anhydrit und Gips führt. Die Schlammgründe der dunklen Schiefer dürften ziemlich lebensfeindlich gewesen sein. Im Opponitzer Kalk aber dokumentieren seltene Muschelbänke zeitweilig etwas günstigere Lebensbedingungen. An die eigentliche Lunzer Fazies schließt im Westen ein Gebiet an, in dem die tonigen Sedimente durch Kalk- und Dolomitpakete unterbrochen werden. Im Südteil des Ablagerungsraumes der Nördlichen Kalkalpen werden, z. B. im Toten Gebirge und Dachsteingebiet, die karnischen Sedimente geringmächtiger, kalkiger, reicher an Oolithen und setzen in seltenen Fällen ganz aus, sodaß sich dort örtlich sogar Riffwachstum behaupten konnte. Allgemein sprechen Fossilbänke, Onkolithansammlungen, Cidariskalke für *Flachwasserbildungen.* Die Zufuhr klastischen Materials scheint aus nördlicher bis nordöstlicher Richtung gekommen zu sein. Im Nordosten ist in der Lunzer Fazies Küstennähe aus den paralischen Kohlenflözen abzulesen, die einstmals auch eine gewisse wirtschaftliche Bedeutung hatten. Sie geben Zeugnis für eine an Farnen reiche Flora.

Noch weiter im Westen der Nördlichen Kalkalpen ist das Karn oft durch manchmal bunte Schiefer und Rauhwacken mit Gips repräsentiert, eine Fazies, die von hier sowohl nach Norden ins Zentralalpin, als auch nach Süden bis in die westlichen Südalpen verbreitet ist. In den Südtiroler Dolomiten wieder findet man dünnbankige Dolomite und z. T. bunte Schiefer, die alle durch gelbe und rote Farben auffallen. Östlich davon scheint sich das Meer zu dieser Zeit vertieft zu haben, sodaß die mächtigen und kalkreicheren, auch nicht bunten Raibler Schichten abgelagert werden konnten. Übrigens gab es zu dieser Zeit im klassischen Gebiet von Raibl noch vulkanische Tätigkeit. Sollten vielleicht die auffallend frischen Feldspäte der Lunzer Sandsteine auch vulkanischen Ursprungs sein?

Im südlichsten Teil des Bildungsraumes der Nördlichen Kalkalpen gibt es von Osten bis in das Gebiet des Landes Salzburg auch Hallstätter Fazies. Sie besteht aus den Halobienschiefern (nach der hier typischen Muschel *Halobia*), die sich von den Reingrabener Schiefern der Lunzer Fazies wenig unterscheiden – doch befinden wir uns hier schon in hochmarinem Milieu – ferner aus hellen und rotbunten, recht bezeichnenden Kalken sowie den eintönigen Kalk/Mergelschieferfolgen der sogenannten Aflenzer Fazies.

1.2.6. Die großen Karbonatplattformen der Obertrias

Nach der karnischen Episode beginnt neuerlich die Sedimentation von *Karbonatgesteinen,* die allerdings – mit Ausnahme vielleicht des Rhäts – viel großflächiger erscheint als im Ladin. Dieser steht im Norden ein ebenfalls großes Verbreitungsgebiet des *Keupers* gegenüber.

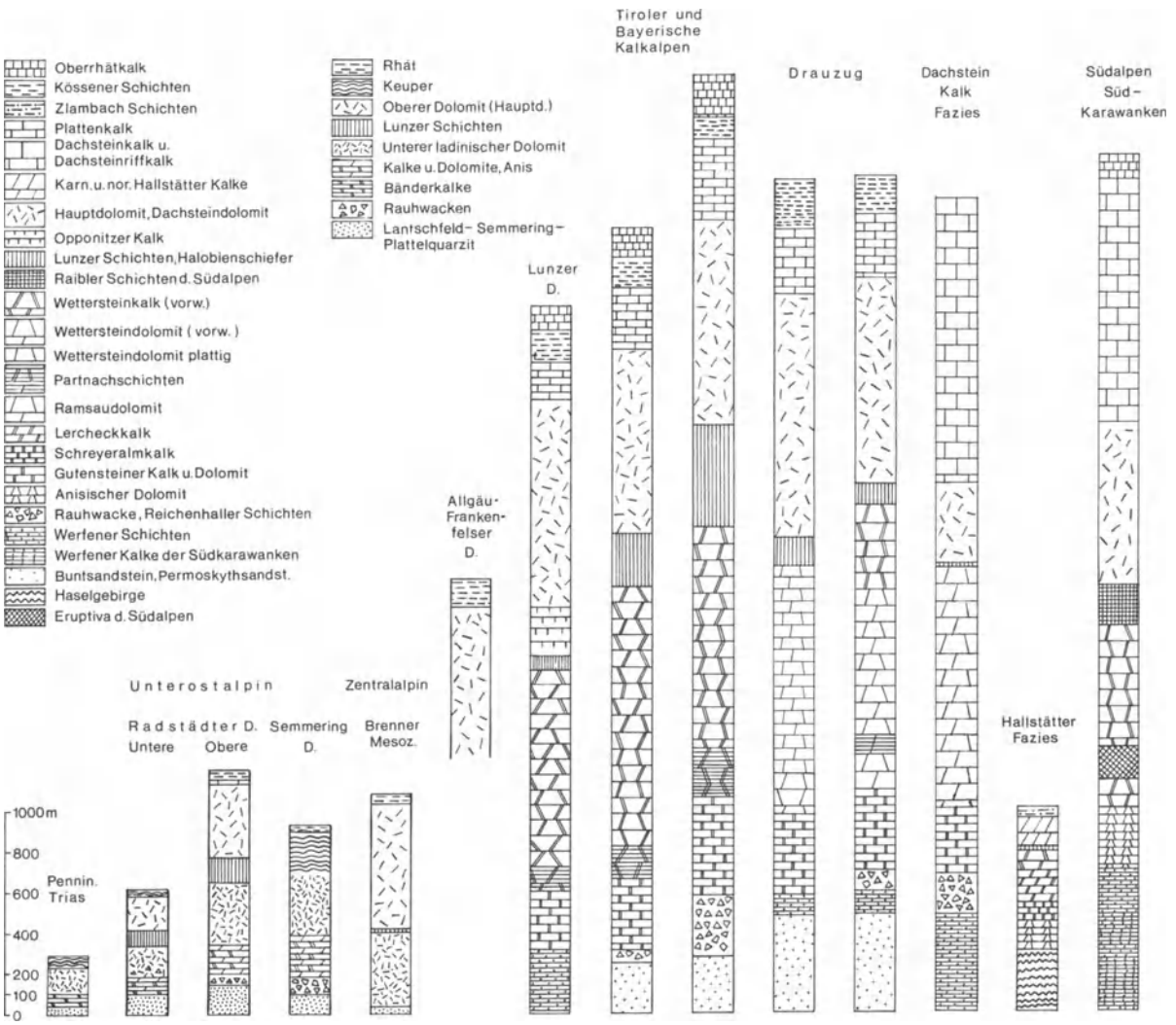


Abb. 9. Säulenprofile der Trias in den Ostalpen vom Penninikum übers Ostalpin bis in die Südalpen

Der Erläuterung der Faziesverteilung sollen die Abbildungen 9 und 10 dienen.

Der reichgegliederte, auch Gips und Salz führende germanische Keuper wird im Helvetikum und Penninikum der Schweiz durch die wenig mächtigen und eintönigen Quartenschiefer vertreten. Im Penninikum der Ostalpen besteht der Keuper, der nur in metamorphem Zustand vorliegt, aus Tonschiefern, Quarziten, Dolomiten, Rauhwacken und Gips. Er setzt nach Osten in den schon im unterostalpinen Semmeringsystem einsetzenden karpatischen Keuper fort, in dem rote Pelite, Quarzsandsteine, Konglomerate tonangebend sind. Grobklastisch sind auch die sehr spärlichen Reste von Keuper in den Klippenzonen der östlichsten Ostalpen. Örtlich ist auch ein rhätischer Anteil durch Lumachellen mit einschlägigen Fossilien nachweisbar (Semmeringgebiet, nördliche Karpaten), der auf ein Übergreifen des Meeres auf das kontinentale oder küstennahe Keupergebiet hinweist und neuerlich eine z. T. kalkige Sedimentation einleitet.

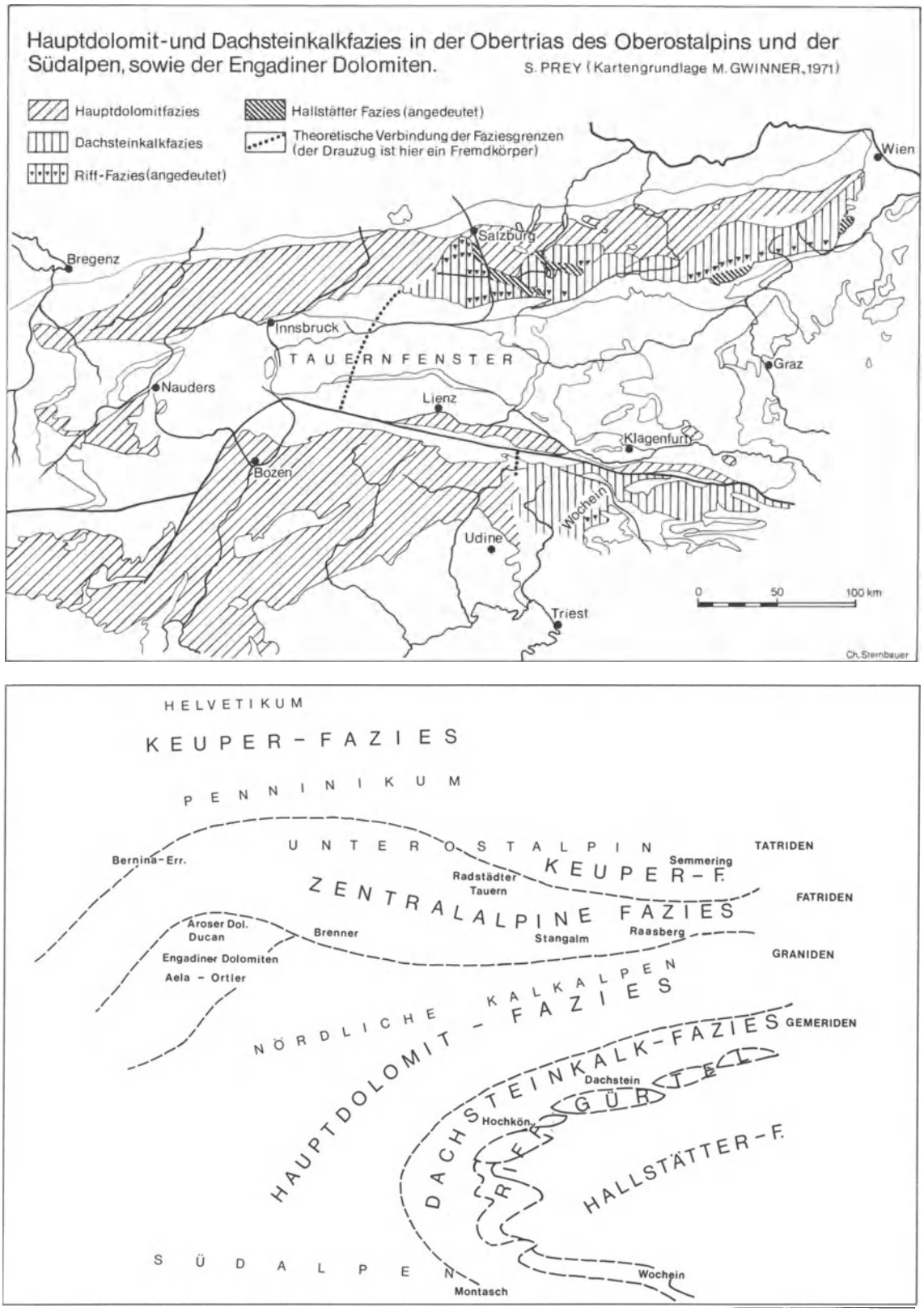


Abb. 10. Die heutige Verbreitung der Faziesbereiche der Obertriaszeit in den Ost- und Südalpen (oben) und die sich daraus ergebende paläogeographische Situation für jene Zeit (unten)

Die *Grenze zwischen Keuper- und Dolomitfazies* in den Ostalpen umgreift das Unterostalpin der Tauern zwar im Norden, biegt aber weiter im Osten gegen Süden und Südosten ab und verläuft südlich am Heimatgebiet der Semmeringtrias vorbei. Im Süden schließen die Ausläufer der großen alpinen Karbonatplattformen an, doch dürfte die Beschreibung anschaulicher werden, wenn man diesmal vom Südrand der Nördlichen Kalkalpen ausgeht.

Am Südrand der *Nördlichen Kalkalpen* von Osten bis ins Land Salzburg sind die Reste eines einst offenbar sehr bedeutenden Riffgürtels vorhanden, der im Süden mit Gesteinen der Hallstätter Fazies, die als Vorriff- und Beckenfazies zu verstehen ist, verbunden ist. Es ist noch nicht restlos geklärt, ob die Hallstätter Fazies in Form von „Kanälen" in die Riffzone hineinreicht oder ob tektonische Verstellungen das heutige etwas verwirrende Bild erklären müssen. Vielleicht spielt beides mit. In nördlicher Richtung gehen die Riffbereiche in die Lagunenfazies der gebankten Dachsteinkalke und diese in den Hauptdolomit über. Im Übergangsbereich wird der Dachsteinkalk immer geringmächtiger, geht in Plattenkalk über und verschwindet schließlich ganz. Darüber breiten sich, bisweilen mit erkennbarer Verzahnung mit Dachstein- oder Plattenkalk, die Mergel und dunklen Kalke der Kössener Schichten, die wieder ein Gebiet sind, in dem sich kleinere Riffkörper ansiedeln konnten.

Anders als in den Algenriffen der Mitteltrias spielen in den obertriadischen Riffen Korallen und Schwämme als Riffbildner eine größere Rolle. Wenig hinter den Riffen, aus denen auch sonst vielerlei Mitbewohner beschrieben worden sind, war auch der Lebensraum der dickschaligen, großen, dem Leben in der Brandung angepaßten Megalodonten, oft auch als „Dachsteinbivalven" bezeichnet, im Volksmund nach ihrem charakteristischen Querschnitt auch „Kuhtritte" genannt. Algenkrusten und deren Wiederaufarbeitung sind für die Lagunen bezeichnend; Gesteine mit solchen Strukturen (Stromatolithen) werden als Loferite bezeichnet. Neuerdings wurde durch Funde von Saurierfährten im Hauptdolomit der Engadiner Dolomiten die Seichtheit des Lagunenwassers deutlich gemacht. Bituminöse Fischschiefer zeugen von lebensfeindlichen, seichten Becken in den Lagunen mit Dolomitschlamm.

Im allgemeinen nimmt die Mächtigkeit des Hauptdolomites gegen Norden allmählich ab. Im Zentralalpin und dem Unterostalpin der Radstädter Tauern liegen nur mehr die Ausläufer vor, überlagert von Kössener Schichten. Im Nordosten, bezeichnenderweise dort, wo auch im Semmeringgebiet der Keuper weit gegen Süden ausgreift, werden aus dem Hauptdolomit der am Nordrand der Kalkalpen gelegen gewesenen Frankenfelser Decke Einschaltungen bunter Tonlagen beschrieben, die als Übergang in die Keuperfazies gedeutet werden. Die Kössener Schichten sind Ablagerungen eines seichten Meeres gewesen, wie die Korallen beweisen, mit reichem Leben von Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden, Fischen und Sauriern. Als gute Leitfossilien haben sich unter den Foraminiferen Triasinen und Trocholinen erwiesen.

Im Vergleich zu dem über tausend Meter mächtigen Dachsteinkalk in der Nähe der Riffe besitzen die Sedimente der Hallstätter Fazies nur geringe Mächtigkeit. Auch herrschte ziemliche Bodenunruhe, sodaß die älteren Hallstätter Kalke zerbrochen und in die Spalten jüngere Sedimente samt den dazugehörigen Ammoniten eingefüllt wurden; dieser Umstand führte vor seiner Erkennung zu großer Verwirrung. Darüber folgen verschiedene, z. T. hornsteinführende, Kalke, die bankigen Pötschenkalke und die oft fossilreichen Zlambachmergel. Als Repräsentanten des offenen Meeres vor den Riffen muß den Hallstätter Gesteinen ein *ehemals größerer,* heute verschwundener Meeresraum zugeschrieben werden. Die Bodenunruhe und geringere Mächtigkeit könnte mit Salztektonik, ausgelöst durch das liegende salzführende Haselgebirge, erklärt werden.

In den *Südalpen* gibt es, hier in westlicher Richtung, ähnliche Übergänge wie in den Nordalpen, und zwar z. B. in der Wochein, wo Dachsteinriffkalke und Andeutungen von Hallstätter Fazies beschrieben worden sind. In der Carnia geht der Dachsteinkalk gegen Westen in Hauptdolomit über, der auch in den westlicheren Südalpen dominiert. Das führt zur Vorstellung eines *bogenförmigen Riffgürtels* um den im Südosten gelegenen Hallstätter Raum herum, mit einem nach außen hin *breiten Lagunengürtel,* der sich aus den Nördlichen Kalkalpen sowohl in die westlichen zentralen Ostalpen, als auch in die westlichen Südalpen verfolgen läßt.

Man hat versucht, auf aktuogeologischer Grundlage die Paläotemperaturen in der Obertrias abzuschätzen. Man kam zu dem Resultat, daß das Meer zur Dachsteinkalkzeit ein tropisches gewesen sein muß. Im Rhät sank die Temperatur ein wenig, was auch zum Absterben der Dachsteinkalk-Riffe beigetragen haben mag. Die niedrigste Temperatur nimmt man im Unterlias an.

Vulkanische Äußerungen sind im Nor-Rhät des Ostalpenraumes nicht bekannt geworden. Das paßt zum Befund einer kaum gestörten Sedimentation im Bereich der Plattform, deren Untergrund sichtlich im Süden stärker gesunken

ist als im Norden und Westen. Die Ausnahme bildet der Hallstätter Bereich mit seiner wahrscheinlichen Salztektonik. Die gut überschaubare Faziesverteilung macht die Obertrias zu einem geeigneten Objekt für paläogeographische Überlegungen (vgl. auch Abb. 9).

1.2.7. Zunehmende Bodenunruhe im Jura

Diese *Wende* in den geologischen Ereignissen („Adneter Wende" nach W. SCHLAGER & W. SCHÖLLNBERGER, 1974) ist insoferne auffallend, als hier verschiedene Zeugnisse von *Sedimentationsunterbrechungen und Sedimentationsänderungen* bekannt sind, z. B. die Ablagerung von Hierlatzkalken (Crinoidenkalke) auf einem verkarsteten Erosionsrelief des Dachsteinkalkes und der Rhätischen Riffkalke sowie Brekzienbildungen u. ä., während anderseits in vielen Gebieten die Ablagerung ununterbrochen weitergeht, wenn auch unter sich ändernden Bedingungen.

Die *unruhige Sedimentation* im Jura gipfelt in der drastischen *Ausbreitung des Meeres im Oberjura,* die mit der endgültigen Öffnung des Nordatlantischen und auch des Penninischen Ozeans in Verbindung steht.

Im Jura erfolgt eine neue Entfaltung der Ammoniten, die wichtige Leitfossilien darstellen, und anderer Tiergruppen bis zu den Sauriern, insbesondere Dinosauriern und Flugsauriern; aus den Sauriern entwickelte sich der Urvogel *Archaeopteryx.* Mit der Weiterentwicklung der Selachier und dem Erscheinen der Knochenfische vollzieht sich ein weiterer Schritt auf die moderne Fauna zu. Ferner ist der Vormarsch kalkschaliger Foraminiferen und das Auftreten der in oberjurassischen pelagischen Schlammgründen massenhaft überlieferten Tintinniden bemerkenswert. Ebenfalls im Oberjura führte wohl vulkanisch bedingtes Kieselsäureangebot zu reicher Entfaltung von Radiolarien. Die Pflanzenwelt schließt an diejenige der Trias an; das Klima dürfte ausgeglichen und warm gewesen sein.

Am besten erhalten und bekannt ist der Jura der *Nördlichen Kalkalpen* und der Südalpen. Im Zentralalpin, Unterostalpin und Pennin sind unsere Kenntnisse oft sehr lückenhaft, nicht zuletzt wegen der alpidischen Metamorphose. Daher ist zuerst die Besprechung des ersteren vorteilhaft.

Örtlich wird von einer Fortsetzung der Sedimentation des oberrhätischen Kalkes in den Lias gesprochen, an anderen Orten von einer Unterbrechung der Sedimentation. Abgesehen davon ist der Lias durch häufiges Auftreten roter Kalke gekennzeichnet. Man findet graue Plattenkalke, rote Cephalopodenkalke (Adneter Kalke), rote Hierlatz-Crinoidenkalke, auch hornsteinführende Knollenkalke und bunte, etwas kieselige Spongienkalke. Diese Gesteine sind Bildungen auf Schwellenzonen in tieferem Wasser („Tiefschwellenfazies"), wo man im Falle der Knollenkalke Lösungsvorgänge bei der Bildung als beteiligt annimmt (Subsolution). Solche Rotkalkbildungen sind auch im höheren Lias vorhanden und verzahnen sich mit der Beckenfazies der Allgäuschichten (Liasfleckenmergel). Ihre Mächtigkeit wechselt; am größten ist sie in den Allgäuer Alpen vor dem Nordrand der Inntaldecke, aber vielleicht ist hier auch tektonische Anschoppung mit im Spiel; lokal gibt es Manganananreicherungen. In den Crinoidenkalken sind unzählige Stielglieder von Seelilien, die in ansehnlichen Rasen den Meeresboden bewohnt haben müssen, zusammengeschwemmt. Rotkalke und Beckenfazies hingegen waren bevorzugte Begräbnisplätze der Ammoniten.

Weist schon die *wechselnde Faziesverteilung* auf eine Unruhe in der Gestaltung des Meeresbodens hin, so tun das umsomehr die z. B. bei Salzburg und in der Kammerker nachgewiesenen paradiagenetischen Sedimentgleitungen, die zwar öfters das Bild schichtparalleler Überschiebungen darbieten, aber bei Zerfall der Gleitmassen auch zu Brekzienbildungen führten. Übrigens sind solche örtlich auch im Dogger und Malm zu finden.

Weitere Kennzeichen von Bodenunruhe bietet die Sedimentverteilung im Dogger, wo ähnliche Gesteine gebildet wurden wie im Lias. Crinoidenkalke sind auf den Nordteil des kalkalpinen Ablagerungsraumes beschränkt. Auch gibt es dort kieselige Crinoiden- und Hornsteinkalke, von denen nicht bekannt ist, wieviel in den Dogger oder in den Malm gehört. Außerdem stellen sich im oberen Dogger Eisen-Mangankrusten ein, die besonders für die geringmächtigen Klausschichten bezeichnend sind und auf größere Absatzlücken schließen lassen. Im Südteil des Kalkalpenraumes gibt es, z. B. im Warscheneckgebiet, Kieselschichten, gelegentlich mit dünnen, flyschartigen Bänken und Einlagen von Kalkbrekzien als Sedimente eines tieferen Meeresteiles. Aber auch sie könnten größtenteils dem Malm zugehören. Im ganzen gesehen, pflegen

die Doggerablagerungen jedoch eher geringmächtig und lückenhaft zu sein.

Im südlich anschließenden *Südalpenraum* sind Lias-Doggerkalke, und zwar ebenfalls rote Crinoiden- oder Ammonitenkalke verbreitet, während Fleckenmergel sehr zurücktreten. Auch gibt es Hornsteinplattenkalke und in den südlichen Südtiroler Dolomiten Dachsteinkalk-ähnliche Kalke. In den Südkarawanken wird eine Einlagerung von Mangan- und Kieselschiefern erwähnt. In den westlicheren Südalpen ist übrigens eine zwischen Judicarien und der Gegend von Lugano liegende, nord-südverlaufende Tiefenrinne bekanntgeworden, die mit mächtigen Jurasedimenten gefüllt ist und wiederholt Schuttzufuhr von den Rändern erhalten hat.

Blicken wir nun aus dem kalkalpinen Raum nach *Norden,* so sehen wir im Zentral- und Unterostalpin sowie im Penninikum große Bereiche mit lückenhafter Dokumentation sowie metamorphen Gesteinen, in denen Fossilien weitgehend oder völlig zerstört sind.

So könnte man im Brennermesozoikum eine dünnplattige, etwas sandige dunklere Kalkfazies als Lias-Dogger ansprechen; im Stangalmgebiet ist anderseits kein Lias oder Dogger nachgewiesen. Im Unterostalpin gelten in den Radstädter Tauern Kalkschiefer und Brekzien des Schwarzecks als Lias. Im Semmering-Mesozoikum ist wiederum kein Lias erhalten; doch ist er in den Kleinen Karpaten in Form von Kalken und Kalkschiefern fossilbelegt. *Im Penninikum* ist man auf Vermutungen angewiesen. So werden Quarzite, Schiefer und sandig-glimmerige Kalke unter dem als Oberjura fossilbelegten Hochstegenkalk für Lias gehalten. Durch Ammoniten sichergestellt ist Lias und darüberliegender sandiger Dogger in vermutlich intrapenninischen Schwellenbereichen im Unterengadiner Fenster. In der Schweiz gibt es im Penninikum, wenn auch spärlich, Liashinweise. Nicht zuletzt deswegen hielt man einen größeren Teil der Bündner Schiefer der Hohen Tauern für Lias. Heute besteht eher die Tendenz, die Bündnerschiefer größtenteils für *jünger* zu halten, bzw. ihre Ablagerung auf während der Jurazeit durch vulkanische Vorgänge neugebildetem Ozeanboden anzunehmen. Die Sedimente in nichtmetamorphem Zustand könnten etwa Fleckenmergel gewesen und in ziemlich tiefem Wasser abgelagert worden sein.

Erst in den nördlicher gelegenen Randteilen des *Ultrahelvetikums* gibt es in den *Klippenzonen* fossilbelegte Lias- und Doggergesteine. Hier ist die Kennzeichnung einer Küstenlinie, die aus dem östlichen niederösterreichischen Alpenvorland ein Stück weit in etwa südlicher bis südöstlicher Richtung am Rande eines Grundgebirgsspornes in die Alpen hinein verfolgt werden kann, von Bedeutung. Die durch Sandsteine, örtlich sogar Konglomerate und Blockschichten charakterisierten, nicht selten auch kohleführenden Grestener Schichten, die in Grestener Kalke übergehen, sind vor allem in der Grestener Klippenzone zu Hause. Die seichten Meeresteile waren Lebensräume von zahlreichen Bivalven, wie dickschaligen Gryphaeen, die die Verwandtschaft mit dem germanischen Lias aufzeigen. Die Pflanzenwelt der paralischen Sümpfe, in denen die Kohle gebildet wurde, bestand vorwiegend aus Farnen, Cycas- und Ginkgogewächsen sowie Koniferen. Eine Fortsetzung dieser küstennahen Sedimentation stellen die glimmerig-sandigen Posidonienschichten dar oder verschiedene sandige Kalke, die wiederum Beziehungen zum sandigen Lias der tieferen Einheiten der Zentralkarpaten erkennen lassen.

Neben diesen Gesteinen sind aber auch sandige Doggerkalke bekannt. Verwandt mit denen der Grestener Klippenzone sind die Lias-Doggergesteine der St. Veiter Klippenzone.

Aber auch am Ostrand der Böhmischen Masse sind küstennahe Lias-Doggersedimente durch einige Bohrungen im niederösterreichischen Alpen-Karpatenvorland bekannt. Ähnlich wie die Grestener Schichten bestehen sie aus dunklen Tonsteinen mit gelegentlich Kohleschmitzen und Sandsteinen.

Im Helvetikum der Schweiz fehlt im autochthonen Teil der Lias meist ganz, im Norden besteht er aus Schiefern und Sandsteinen, über denen ein Dogger mit Echinodermenbrekzien, Schiefern und Eisenoolithen folgt. Beide tendieren bereits stark zum germanischen Flachmeerbereich.

Allerdings bahnt sich in den Klippenzonen schon im oberen Dogger eine Vertiefung des Meeres an, die im Malm ihren Höhepunkt erreicht.

1.2.8. Die größte Ausbreitung und Vertiefung des Meeres im Oberjura

Eine *neuerliche Wende* (von W. SCHLAGER & W. SCHÖLLNBERGER „Ruhpoldinger Wende" genannt) vollzieht sich am Beginn des Malm. Es war das jene unruhige Zeit, als sich der Atlantik

zu öffnen begann und auch der *penninische Ozean* eine beträchtliche Breite erreicht haben dürfte. Das Meer vertiefte sich und breitete sich auch über Gebiete aus, wo bisher epikontinentales Flachmeer geherrscht hatte, wie in den Klippenzonen des Ultrahelvetikums und der Flyschzone, und überflutete auch bisher landfeste Gebiete der Europäischen Plattform.

Ammoniten, Belemniten und Aptychen erlangen mit diesem Meer große Verbreitung, es kommt zu einer bestimmten Zeit zur explosiven Entwicklung von Radiolarien, und die zarten Tintinniden sind massenhaft in feinstkörnigen Kalkschlammablagerungen erhalten.

Die tiefsten Becken im Ablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen nahmen die charakteristischen *Radiolarite* auf. Ihre Verbreitung reicht nach Norden bis in die Klippenzonen, doch sicher nicht als ununterbrochene Decke, sondern zwischen gewissen Hochzonen, auf denen die Radiolarite fehlen. Auch in unserem metamorphen Penninikum scheint es Radiolarite zu geben, doch ist die Metamorphose einer zweifelsfreien Erkennung hinderlich. Deutlich zu erkennen sind sie als Begleiter des Reckner-Serpentins in den Tuxer Alpen in Tirol; im Unterostalpin sind Radiolarite bekannt, im Zentralalpin scheinen sie vorhanden zu sein (Brennermesozoikum). Gleichzeitig mit den Radiolariten der ostalpinen Klippenzonen wurden aber im Helvetikum der Schweiz Eisenoolithe gebildet als Absätze geringer Wassertiefe, wie sie zu dieser Zeit auch im germanischen Raum herrschte.

Eines der kleinen Gebiete, wo die Radiolarite fehlen, liegt im nördlichsten kalkalpinen Gebiet, in der Frankenfelser Decke; sie werden durch Kalke vertreten, ferner ein anderes dort, wo die oberjurassischen Tressenstein- und Plassenkalke über geringmächtige ältere Juraschichten und Dachsteinriffkalk transgredieren, z. B. im Hochjuvavikum.

Allgemein gesprochen befand sich im Südteil der *Nördlichen Kalkalpen* eine Hochzone, die mit Riffen besetzt war; auch Lagunensedimente sind bekannt. Von der Hochzone ausgehend, wurden die Becken im Norden mit den mergeligen plattigen Oberalmer Schichten gefüllt, die große Mächtigkeiten erreichen und Turbidite enthalten. Zur Zeit des unteren Malm sind im Mittelteil der Kalkalpen große Eingleitmassen mit oft sehr großen Blöcken von der Hochzone in die Becken abgegangen, die in entfernteren Meeresteilen in Turbidite übergingen. Hier sind auch die eingewanderten Olistholithe und Fragmente von Hallstätter Gesteinen zu erwähnen, auf die noch einzugehen sein wird. Ganz im Norden der Kalkalpen lag sodann das Verbreitungsgebiet verschiedener z. T. bunter Kalke des Oberjuras (Plassenkalke *sensu lato*), die auch Tiefschwellensedimente sein dürften, und des aus feinstem Schlamm gebildeten Aptychenkalkes, der aus dem Gebiet der Tiroler und bayerischen Kalkalpen nach Nordosten bis in den Klippenraum des Ultrahelvetikums und Flysches reicht.

Anders ist die Ausbildung des Oberjuras im *Schweizer Helvetikum* mit mächtigeren Malmkalken und Kalkschiefern, die auch hier wiederum ein Bindeglied zum germanischen Oberjura sind. Nach neuen Erkenntnissen reicht diese Ausbildung bis in das Alpenvorland und leitet zum außeralpinen Malm über, in dem Flachwassergesteine, darunter Korallenkalke und verbreitete Schwammriffe, die nördliche Küstenlinie in Süd- und Mitteldeutschland säumen. Dieser Nordsaum fiel allerdings am Ende des Malms rasch wieder trocken. Wie schon im tieferen Jura trägt auch der Südostabfall der Böhmischen Masse im Malm küstennahe Sedimente, vor allem Kalke mit Fossilien, die in Riffkalke oder in Dolomite übergehen.

Südlich der genannten Hochzone im Südteil des Kalkalpenraumes ist in den *Südalpen* hochpelagischer Oberjura durch Ammonitenkalke, Majolika und Hornsteinkalke repräsentiert.

Zwischen dem Unterostalpin im Süden und dem Ultrahelvetikum im Norden hatte sich der *penninische Ozean* geöffnet; innerhalb seines Areals könnte ein noch unbekannter Anteil mergeliger Jura-Sedimente in den Bündnerschiefern stecken. Der erfreulicherweise als Oberjura fossilbelegte Hochstegenkalk im westlichen Tauernfenster wird wohl mit Recht als in das Penninikum einbezogenes Stück Ultrahelvetikum betrachtet. Auch dem heutzutage gerne als mittelpenninisch angesehenen Sulzfluhkalk, der heute im Grenzgebiet der Ost- und Westalpen vorkommt, müßte man eine ähnliche Schwellenposition zubilligen, und verbindet ihn mit der Briançonnais-Schwelle der Westalpen.

Im Oberjura beginnen sich *Vorboten tektonischer Ereignisse* einzustellen. Hierher gehören in den Kalkalpen die Eingleitungen und Turbidite der Oberalmer und Tauglbodenschichten. Mit diesen „Schlamm- und Blocklawinen" sind im Gebiete von Hallein Fragmente aus dem Hallstätter Faziesgebiet mitgeliefert worden, ja sogar größere Massen von Haselgebirge, und es wird darüber diskutiert, ob nicht z. B. die ganze Halleiner Zone und vielleicht auch andere Hallstätter Schollen auf diese Weise Platz genommen haben. Im Salzkammergut sind jurassische Brekzien verbreitet, die nach G. SCHÄFFER in gleicher Weise über Dachsteinkalkplatten und Hallstätter Zone liegen; er möchte hier eine durch Zerglei-

tung und Salzauftrieb verursachte jurassische Tektonik sehen. Es wird sogar überlegt, ob nicht auch die sogenannten Hochjuvavischen Deckschollen, z. B. der Umgebung von Berchtesgaden, schon im Oberjura verfrachtet worden sein könnten, wonach sich auf ihnen in einer Umgebung von Beckensedimenten der Oberalmer Schichten als Hochzonen die Riffe der Plassenkalke angesiedelt hätten. Zu den Ursachen kann man zwanglos die plattentektonischen Vorgänge in den großen Ozeanen jener Zeit rechnen.

Jurassische Unruheherde sind auch in den *Südalpen* bekannt, wo im Raume nördlich vom Gardasee von einer östlichen Hochzone Brekzienschüttungen und Turbidite in eine westlichere Beckenzone geschüttet wurden. Zur Hochzone der „Venezianischen Platte" gehören die Südtiroler Dolomiten.

Auch im *Penninikum* haben sich oberjurassische Brekzien gebildet. Klassische Gebiete sind die Brekziendecke des westalpinen Penninikums und die der Tasna- und Falknisdecke. Nicht sicher geklärt ist, ob nicht ein Teil der Brekzienbildungen im Unterostalpin etwa auch Oberjura-Alter hat.

Greifbare Spuren von *basischem Vulkanismus* sind hauptsächlich aus den Klippenzonen bekannt und kommen als Ursache für die reiche Entfaltung der Radiolarien im unteren Malm in Frage. Stärkerer Vulkanismus ist hingegen für die Bündnerschiefer charakteristisch.

1.2.9. Schnellere Entwicklung zur altalpidischen Gebirgsbildung während der Unterkreide

Meist ohne großen Umbruch geht die Sedimentation über die Jura-Kreidegrenze hinweg; sie ist in vielen Gebieten der Alpen undeutlich. Das warme Klima ändert sich auch nicht. In der Tierwelt entwickeln sich in der Kreide die jurassischen Formen weiter, was vor allem für die Terebratuliden, Mollusken und Bryozoen gilt. Unter den Mollusken entwickeln sich die Rudisten und Requienien zu gegen Brandung widerstandsfähigen Formen; Inoceramen und Seeigel spielen eine wichtige Rolle. Die Ammoniten bilden vor ihrem Aussterben am Ende der Kreide abweichende Formen aus, doch bleiben sie mit den Belemniten zusammen wichtige Leitfossilien. Die Kreide ist ferner die Zeit der Riesenformen von Sauriern, der Weiterentwicklung der Vögel und stärkerer Entfaltung der Säuger. In der Flora allerdings vollzieht sich ein deutlicher Umschwung zur tertiären Flora; in der höheren Unterkreide übernehmen die Angiospermen von den Gymnospermen die Herrschaft. Die neue Ära wird Känophytikum genannt. Die Mikropaläontologen registrieren eine zunehmende Formenfülle der Coccolithineen und der Foraminiferen, die wichtige Leitfossilien stellen.

Es setzt sich in den *Nördlichen Kalkalpen* die Sedimentation pelagischer, z. T. Tintinniden führender Kalke der Aptychenkalkfazies fort, die Oberalmer Schichten gehen in die mergeligen Schrambachschichten über. Allerdings weicht diese Sedimentation zunehmend tonigeren und sandigeren Bildungen und schließlich kommt es zu Schüttungen klastischen Materials aus einem kristallinen Abtragungsgebiet in die sogenannten Roßfeldschichten. Zuletzt wurden auch wieder Komponenten aus Hallstätter Gesteinen mitgeliefert.

In den *Südalpen* gibt es in der Unterkreide Mergel und Kalke, die nach Süden in die dichten Biancone-Kalke übergehen und ein rein pelagisches Milieu dokumentieren.

Über die Unterkreide im *Zentral- und Unterostalpin* wissen wir nichts Genaues. Nur vermutet wird Unterkreidealter für bestimmte Brekzien des Schwarzeckgebietes in den Radstädter Tauern. Ein Nachweis für Unterkreide existiert im penninischen Gebiet höchstens im Flysch nördlich der Kalkalpen, der aber tektonisch verschleppt wurde, soferne man ihn als im penninischen Raum entstanden annimmt. Daß Sedimente dieser Zeit auch sonst im *Penninikum* vorhanden sind, ist indessen wahrscheinlich. Auch wird für im Tauernfenster verbliebene flyschartige Serien z. T. Unterkreidealter vermutet; tiefste Teile des Prättigauflysches dürften ebenfalls unterkretazisch sein. In der penninischen Rechnitzer Serie wurde aber in schieferigen Kalken mittels Schwammnadeln höhere Unterkreide bis Oberkreide nachgewiesen.

Im nördlich anschließenden *Ultrahelvetikum* weichen in den Klippenserien die Aptychenkalke, Neokommergel und mergeligen Stollberger Schichten (Wienerwald) merklich ab von den wohldefinierten Schichtfolgen mit mächtigen Kalken und Mergeln des Valendis [= Valang(in)ien] und den fossilreichen Schrattenkalken in „Urgonfazies", die gegen Süden allmählich von den mergeligen Drusbergschichten vertreten werden, im *Helvetikum* Vorarlbergs. Von diesem helvetischen Trog gingen mehrere Trans-

gressionen in den süddeutschen Molasseuntergrund und in den französischen Raum aus. Kennzeichnende Gesteine sind Mergel, teilweise glaukonitführende Sande, spongienführende Kieselkalke; im Vorland in Frankreich auch Riffbildungen der Urgonfazies.

Geringmächtige Mittelkreide wurde in der ultrahelvetischen Grestener Klippenzone und in der ultrahelvetischen Buntmergelserie bekannt, die von jüngeren Sedimenten gefolgt wird, indem dunkle Mergel in helle Fleckenmergel mit Fleckenkalkbänken des Cenomans und in bunte Schichten des Turons und Senons übergehen. Solche mergelige Schichten gibt es auch im Helvetikum der Schweiz über Alb-Grünsandsteinen und zeigen auch Horizonte mit „Kondensation", wo in größeren Zeiträumen oft nur verschwindend geringe Sedimente liegen blieben. Die dunklen, im Osten bunten ultrahelvetischen Mergelfolgen gehen nach Süden in eine tonreiche, im Osten oft rote südultrahelvetische Fazies über, die eine Vertiefung des Meeres in dieser Richtung und vermutlich zur Tiefsee des Flyschtroges anzeigen. Diese Mergel- und Schiefertone sind das eigentlich charakteristische des Ultrahelvetikums, viel weniger der in den Klippen erhaltene Untergrund.

In der *höheren Unterkreide* ereigneten sich die ersten Aufwölbungen und Faltungen als Vorläufer der altalpidischen Gebirgsbildung. Dadurch wird bewirkt, daß die Gesteine des Gault zwar stellenweise ohne sichtbare Unterbrechung, an anderen Stellen jedoch diskordant auf ihrer Unterlage liegen. So wurden in größeren Teilen der *Nördlichen Kalkalpen* Tonmergel, Schiefertone und Mergel mit gelegentlich ziemlich flyschartigen Sandsteinbänken sowie örtlicher Einlagerung von Brekzien mit kalkalpinem und exotischem Material (Porphyre, Granite) abgesetzt. Unter den Schwermineralen wurde anscheinend erstmals Chromspinell als charakteristisches Mineral mitgebracht. Im größten Teil der Ostalpen wurden die Gesteine der höheren Unterkreide während und nach den altalpidischen Hauptbewegungen wieder abgetragen; erhalten geblieben sind sie vorwiegend im Nord- und Westteil der Nördlichen Kalkalpen, wo sie als deckentrennende Serien eine wichtige Rolle spielen; ebenso im Drauzug. Im *Unterostalpin* der Err-Berninadecke und im Penninikum der Grenzregion von Ost- und Westalpen kennen wir Böschungen anzeigende Brekzien sowie Flyschablagerungen, wie den Verspala- und Höllentalflysch, aber auch wieder Schwellensedimente tieferen Wassers, die aus der Unterkreide in die Mittelkreide hinaufreichen und dann im Turon in südlichen Teilen der Tektonisierung anheimfallen. Für größere Teile der letzteren sind Foraminiferenmergel kennzeichnend, die als „Couches Rouges" bekannt sind.

Bezüglich einer mittelkretazischen Sedimentation im *Penninikum* der Tauern sind wir wiederum nur auf Vermutungen angewiesen.

Ein wichtiges Ereignis war die Bildung des *Rhenodanubischen Flyschtroges* in der höheren Unterkreide. Ganz gleich, wo man seine Heimat sucht, dürften nur spärlich erhaltene basische und ultrabasische Vulkanite im Oberjura und der Unterkreide mit seiner Bildung zusammenhängen. Die Füllung des Troges, der bald große Tiefen erreicht hat, begann mit hellen, nur schwach flyschartigen detritischen Kalken, die dann rasch in die echte Flyschfazies des dunklen Gaultflysches übergingen. Die fluxoturbiditischen Reiselsberger Sandsteine weisen auf eine zur Zeit der altalpidischen Gebirgsbildung erhöhte Anlieferung klastischen Materials hin. Die Flyschsedimentation ging sodann ohne Lücke in die Oberkreide weiter. Die Frage, wo im voralpidischen Gelände der Flyschtrog angelegt wurde, wird im Kapitel 1.3.2. und 1.6. erörtert. Eine ähnliche Entstehungszeit mutmaßt man auch bei dem erst in Oberkreide-Anteilen fossilbelegten Prättigauflysch im schweizerischen Graubünden.

Die Frage, ob im *penninischen Ozean* im Sinne plattentektonischer Vorstellungen ozeanische Kruste vorhanden war oder nicht, ist in den Ostalpen schwer zu entscheiden. Für ozeanische Kruste spricht der Reichtum an Ophiolithen oder besser noch der Serpentin des Reckner am Nordrand des westlichen Tauernfensters, der mit Radiolariten und klastisches Material enthaltenden aptychenkalkartigen Schichten verbunden ist, wie in der Plattadecke in Graubünden. Anderseits sind in den penninischen Serien des Tauernfensters genügend Vorkommen epikontinentaler Trias bekannt, die im Verein mit den Gneisen wiederum auf kontinentale Kruste schließen lassen. Wahrscheinlich gab es alles: ozeanische, kontinentale und teilweise ozeanisierte kontinentale Kruste. Im penninischen Rechnitzer Fenster sind keine Gneise bekannt; hingegen gibt es in Rechnitz, wie übrigens auch im Unterengadin, Ophiolithe von beträchtlicher Mächtigkeit, was auf ozeanische Kruste schließen lassen könnte.

Die basischen und ultrabasischen Vulkanite im Oberjura und der Unter- bis Mittelkreide der Flyschzone könnte man im Sinne des vom Verfasser vertretenen Konzeptes durch ein Aufreißen bzw. Einsinken des Flyschtroges am Südrand des Ultrahelvetikums erklären.

In der Paläogeographie der Mittelkreide ist die *Ausgangssituation* für die erste große, die *altalpidische Gebirgsbildung* der Alpen gegeben, die ihren Höhepunkt im Turon erreichte. Ein span-

nender Teil der Geschichte der Alpen setzt ein. Er ist Gegenstand des nächsten Kapitels (1.3.) dieses Buches.

Literatur: BECHSTÄDT T. et al. 1976; BEHRENS M. 1973; BUGGISCH W. et al. 1976; DIERSCHE V. 1973; EISBACHER G. 1963; FABRICIUS F. et al. 1970; FENNINGER A. & HOLZER H. L. 1972; GARRISON R. E. & FISCHER A. G. 1969; GROTTENTHALER W. 1972; GWINNER M. P. 1978; HARSCH W. 1970; JACOBSHAGEN V. 1965; JERZ H. & ULRICH R. 1966; KAHLER F. & PREY S. 1963; KRAUS O. 1969; KRYSTYN L. et al. 1971; LOBITZER H. 1975; OBERHAUSER R. 1973; PLÖCHINGER B. 1976; PREY S. 1978; ROSENBERG G. 1959, 1966; SCHLAGER W. 1967b; SCHLAGER W. & SCHÖLLNBERGER W. 1975; SCHULER G. 1968; SCHULZ O. 1970; TRAUTH F. 1950; WOLETZ G. 1967; ZACHER W. 1962; ZANKL H. 1967; ZAPFE H. 1973, 1974.

1.3. Das Altalpidikum
(Die geologische Entwicklung von der Mittleren Kreide bis an die Wende Eozän – Oligozän)

Von RUDOLF OBERHAUSER

Mit den Abbildungen 11 bis 13

1.3.1. Von der Frühalpidischen zur Altalpidischen Zeit bildet sich der Penninische Raum

Nach der Abtragung der variszischen Gebirge während des Perms und der Unteren Trias begann eine fazielle Differenzierung des späteren Ostalpinen Raumes gegenüber den nördlich anschließenden Räumen, aus denen sich im Rahmen der geodynamischen Abläufe dann das Penninikum, das Helvetikum und der Molasseuntergrund entwickelten. Während der jüngeren Trias führten rasche Absenkungen im Ostalpinen Raum zu großen Schichtmächtigkeiten von Flachsee-Sedimenten, welche mit dem Hauptdolomit und den nach oben und im Süden anschließenden Riffbildungen in ihrem Wachstum zunächst noch mit der Absenkung Schritt halten konnten. Im Jura ändern sich die Verhältnisse: das Absenkungstempo nimmt zu, das Riffwachstum hört auf, die klastische Sedimentation kommt nicht mehr nach, das Meer wird tiefer und tiefer, Böschungen werden immer steiler und verlieren ihre Stabilität; die Folge sind gravitative Massenbewegungen und Brekzienbildung.

Ab dem Dogger quellen an alpin streichenden Schwächezonen aus der Tiefe basische Massen herauf und verschaffen sich Platz, wodurch nach und nach der *Penninische Ablagerungs-Raum* entsteht, welchen wir uns als ein *zwischen* dem flachmeerischen *süddeutsch-helvetischen Schelf* und der *ostalpinen Trias-Liasplatte* entstehendes tiefes Meer vorstellen, in dem ost-west gelängte Krusten-Schollen eingeschaltet liegen. Die dabei entstehenden *Tiefseeböden* aus schwerem basischem Material bilden den Depotraum für die nach und nach einsetzende klastische Sedimentation, welche, vorwiegend als Flysch ausgebildet, im Süden bis zur Oberkreide und im Norden bis zum Eozän andauert. An den Böschungen zu den Tiefseeböden kommt es, über Brekzienbildungen hinaus, vielfach zu bedeutenden Massenbewegungen. Einen Höhepunkt der vulkanischen Aktivität im Rahmen der Ozeanisierung weiter im Norden signalisierten die *Radiolarit*-Ablagerungen im Ostalpinen Raum während des tieferen Malms, welche offenbar die für diese Sedimentbildung nötige besondere Meereswasser-Chemie verursachten.

Etwa vor 115 Mio. J., mit dem Apt, setzt dann von Süden nach Norden *Subduktion* ein, durch die dann bis zum Obereozän (bis etwa 35 Mio. J. vor heute) das schwere Ozeanboden-Material wieder in die Tiefe zurück geführt werden soll – zum größeren Teil nach Süden und vielleicht zu einem kleineren Teil auch nach Norden und Westen. Mit der Umkehr von der *Dehnungs-Tektonik* zur *Einengungs-Tektonik* lösen sich dabei während der Mittelkreide im schweren Ozeanboden einzementierte leichtere Krustenteile, steigen isostatisch hoch und entrinnen dadurch jener vom Gault zum Cenoman massiv einsetzenden *Turbiditsedimentation,* welche nach und nach die *tieferen Meeresräume* mit *Flysch* erfüllen wird. Als Fortsetzung des Mittelpenninischen Rückens der Westalpen läßt sich die Falknis-Sulzfluh-Tasnaschwelle in den westlichen Ostalpen noch sicher identifizieren (vgl. Abb. 11 mit Abb. 40). Sehr hypothetisch hingegen sind die Feuerstätter Schwelle nördlich von ihr und Hochzonen im südpenninischen Raum südlich von ihr. Im Tauernbereich identifizieren wir vielleicht eine Hochstegen-Schwelle – im Wienerwald Schwellen südlich oder nördlich des Troges mit Kaumberger Schichten (jene der St. Veiter Klippen?). Letztere, die von S. PREY als echter Flysch-Untergrund gedeutet werden, wurden noch nach dem Apt (im Alb oder Cenoman) von einem pikritischen Vulkanismus erreicht.

Die Hochstegen-Schwelle könnte man auch als Südende des Vorlandes deuten. Auf diesen *Schwellen* konnten in den westlichen Ostalpen dann vom Cenoman bis ins Maastricht und Paleozän *„Couches Rouges"* abgelagert werden, eine *Hunger-Sedimentation,* wie sie auch für den küstenferneren nördlichen Schelf, den südhelvetischen Ablagerungsraum, für diese Zeit typisch war.

Im allgemeinen verhindern in den mittleren und östlichen Ostalpen einerseits im wenig metamorphen Norden die tektonisch aufliegenden Kalkalpen, andererseits im Tauern- und Wechsel-Rechnitz-Fenster die Metamorphose eine Verifizierung dieser Sedimente in einer Position auf einer Schwelle innerhalb des Penninikums – in den Karpaten jedoch liegen „Couches Rouges"-artige Abfolgen in der Pienidischen Klippenzone, da hier nicht mehr wie in den Alpen vom Ostalpinen Körper überschoben, ohne jede Metamorphose obenauf.

Über die relative Lage der Ablagerungsräume der verschiedenen Flysche zu den Hoch-Gebieten gibt es viele Denkmöglichkeiten. So weicht S. PREY (siehe 1.2., 2. und 3.4.) diesbezüglich von den hier abgebildeten Troganordnungen sowohl im Westen als auch im Wienerwald ab (vgl. Abb. 17, 18).

1.3.2. Zur Altalpidischen Zeit wird das Ostalpin infolge der Subduktion des Penninischen Raumes tektonisch zerlegt

Die allmähliche Kräfteumkehr von der Dehnungs- zur Einengungstektonik verstärkt während der höheren Unterkreide im südlichen Ostalpin, wo salinare Sedimente des Oberperms und der tiefen Trias eine dicke mobile Zone zwischen Variszikum und den mesozoischen Karbonat-Platten bilden, schon seit dem Rhät vorhandene Tendenzen zu einer tektonischen Verselbständigung bis zur allmählichen, weitgehenden *Befreiung der späteren Kalkalpen von* ihrem tieferen Untergrund: dem Paläozoikum *der Grauwacken-Zone.* Auch die Befreiung der Blaser Decke mit ihren triassisch-jurassischen Sedimenten von ihrem Paläozoikum (der Steinacher Decke) dürfte nun erfolgt sein – die Einbringung in die heutige Position auf dem Mesozoikum des Ötztal-Kristallins erst später.

Im nördlichen Ostalpin, wo infolge der stärkeren Verschweißung der Trias mit dem unterlagernden Variszikum eine Trennung ihrer Körper nicht so leicht möglich war, wurden dabei im Westen die Schollen aus *variszischem Kristallin* zusammen *mit* den aufliegenden *frühmesozoischen Sedimenten* als Err-Bernina Decke, als Languard Decke, als Sesvenna-Scarl Decke (Engadiner Dolomiten), als Ortler Decke oder als Silvretta-Ötztal Decke in irgend einer Reihenfolge nacheinander unter die Phyllitgneis- oder Grauwacken-Zone gepreßt, wobei sie von ihrem Untergrund und aus ihrem Verband losgelöst wurden. Dabei haben wir hier westlich des Tauernfensters auf dem hier sicher bald darauf nach Süden subduzierten Unterostalpin noch Cenoman-Nachweise, wie insbesondere auch in den südpenninischen Flyschen der Arosazone im Rätikon und im Unterengadiner Fenster.

Die Zuordnung des nun entstehenden Scherbenhaufens ostalpiner Decken in ihre alten Verbände ist im einzelnen noch ungelöst – insbesondere da auch die Frage der Heimweisung der heute weit abgedriftet liegenden Kalkalpen unter oder über die Silvretta hinein erneut diskutiert wird, wobei wir die südliche Lösung soeben vorweggenommen haben. Das Studium der Deckenverbände im und auf dem Brennermesozoikum bringt hiefür Argumente.

Südlich und nördlich des Tauernfensters und vor allem östlich davon haben wir heute ebenfalls weiträumige Altkristallin- und Paläozoikum-Decken, mehr oder minder kaledonisch bis variszisch metamorph, mit vermutlich während der Mittelkreidezeit (noch vorhandenen und frei liegenden) noch nicht metamorphen permo-mesozoischen Auflagen, wie z. B. die Quarzphyllit-Decken von Innsbruck bis Radstadt, die unterostalpine Grobgneis-Decke des Semmerings, die Gneismassen des Wechsels, Rannach- und Raasbergserie mit unterlagerndem mittelostalpinem Kristallin, den Drauzug, die Gurktaler Dekke etc. Sie alle zusammen lagen damals noch weit im Süden und wurden von ihrem tiefsten Untergrund sowie voneinander und von den Südalpen nach und nach abgelöst.

Eine wichtige Zeitmarke erbrachte H. P. SCHÖNLAUB (1973) durch Schwammnadelfunde der höheren Kreide im Fenster von Rechnitz, das dem Südpenninikum zuzuordnen ist. In diesen Ablagerungsraum mußte also nachfolgend ihrer Ablösung auch hier im Osten die Ostalpine Platte tektonisch eingebracht worden sein, wobei sie in weitflächige Kristallin-Decken geteilt und diese dann gestapelt wurden.

In den Nördlichen Kalkalpen, in ihrem nördlichsten *bajuvarischen Ablagerungsraum,* sind von Westen nach Osten bis Wien und in die Karpaten durchlaufend die Cenoman- und Turon-Nachweise Legion und belegen hier für die Turon-Zeit seine *tektonische Ausschaltung* durch *vorgosauischen Deckenbau,* wobei keine älteren Gesteine als Permoskyth einbezogen wurden.

Unmittelbar vor und über dem Ausbiß der wandernden Subduktionsfläche *nördlich der*

ostalpinen Front kommt es zum Aufbau eines *Schuppenstapels,* der aus dem (vom in die Tiefe abströmenden Untergrund) abgelösten Material besteht. Nach und nach driften zudem die aus leichter Kruste bestehenden intrapenninischen Schwellen heran und unterschieben nachfolgend das Ostalpin. Sie vollenden damit während der älteren Oberkreide die Entwurzelung der wechselnd mächtigen Füllung der südpenninischen Meeresräume: vorwiegend tiefmeerische Sedimente, darunter auch Flysche. Später, mit dem Herandriften des Vorlandes, erleiden dann im Eozän die nordpenninischen Flysche ein gleiches Schicksal.

Es kommt hierbei immer wieder zu einer Anhäufung von abgeschürftem leichtem Material, die wir als *Stauwulst* bezeichnen wollen. Dieser widersetzt sich weitgehend der Subduktion, und, in ihn eingepackt, konnte auch abgeschürftes Relief vom ophiolithischen Ozeanboden hochgehoben werden. Wiederholt steigen also Inselketten auf, welche, jeweils rasch erodiert, ihre Abtragungsprodukte in die umliegenden Meere liefern, und zwar einerseits *Schutt von Schwellenzonen* aus paläozoischen Massengesteinen und Sedimenten mit aufliegender Trias, Jura, Unterkreide und „Couches rouges", andererseits auch Material von den abgeschürften und *gestapelten Flyschen* sowie von inliegenden Spänen aus schwerem *basischem Gestein.* Letzteres gibt dabei das Signal-Schwermineral Chromspinell frei (Abb. 11, 12, 40).

Dabei wird, nur solange die *Subduktion aktiv* ist, der *Stauwulst erneuert* und kann weiter Sediment liefern. Daher wollen wir auch später mit der *Unterbrechung* des Chromspinell-Angebotes während der Hohen Oberkreide den Beweis für einen episodischen *Subduktionsstillstand* führen. Die Subduktionsflächen bzw. die von ihnen ausgehenden Wegsamkeiten der Relativbewegungen, zwischen den vorher abgescherten geologischen Körpern (den Decken) sind uns als Überschiebungszonen überliefert. Solche finden sich, dem zeitlichen Ablauf der Subduktion von der Mittelkreide zum Tertiär und ihrem räumlichen Ausgreifen von Süden nach Norden folgend, zwischen den einzelnen ostalpinen Einheiten, wie den Kristallin-Decken (mit oder ohne Sedimentanteilen) des tieferen Ostalpins, zwischen den einzelnen Kalkalpen-Decken, zwischen dem Ostalpin als Ganzem und dem Südpenninikum, zwischen dem Südpenninikum mit aufliegendem Ostalpin und dem Mittel- und Nordpenninikum – sowie zwischen diesem Block und dem Helvetikum etc. etc. Inliegende Schürflinge können dabei sowohl als Basisschürflinge der jeweils höheren tektonischen Einheit verstanden werden als auch als Olistholithe, welche von den jeweils umliegenden, angeschoppten Massen oder von andriftenden Schwellen abglitten.

Je tiefer uns die spätere Erosion den dabei entstandenen Deckenbau geöffnet hat, desto jüngere Relativbewegungsflächen wurden aufgeschlossen und umso geringer sollte ihre Verbiegung, Faltung oder Schuppung durch die Nachfolge-Tektonik sein.

Vor allem für das Einrücken der Ostalpinen Front in den vorher ozeanisierten Südpenninischen Raum ist dabei die Vorgosauische Phase verantwortlich. Manifestationen hiefür finden sich in den Überschiebungszonen des Fensters von Rechnitz, in der Matreier Zone des Tauernfensters, in der Arosazone unter den westlichen Ostalpen oder auch zwischen den einzelnen Kalkalpen-Decken. Dem erneuten Ausgreifen der Subduktion – nach einer Ruheperiode von etwa 15 Mio. J. im Obercampan-Maastricht – auf die Mittelpenninische Schwellenzone und die Nordpenninische Unterlage der Flysche vom Paleozän zum Mitteleozän, ist vor allem die weitere Zerschürfung der großen vorgosauischen Quetschzonen unter dem Ostalpin zuzuordnen, da hier wiederum Relativbewegungen stattfanden. Nur wenn in größerem Umfang, eben als Schwellenzonen, leichte Krustenteile mit permomesozoischen, nicht flyschoiden Auflagen anfallen, individualisiert sich deutlicher darunter eine tiefere Fläche, wie etwa unter dem Jura der Falknis-Sulzfluh-Decke im Rätikon oder dem Altkristallin der Tasna-Decke im Unterengadin. Vom Eozän zum Oligozän bilden sich die Bewegungsflächen zwischen den entwurzelten Flyschen sowie nach der Plattenkollision auch zwischen ihnen und den Jungschichten des Vorlandes aus und sind sehr eindrucksvoll überliefert. Solche liegen vor zwischen den Teildecken der Wienerwald-Flysche, zwischen den tieferen Einheiten des Unterengadiner Fensters oder, um auf den letzten Fall zu kommen, der noch als altalpidisch zu qualifizieren wäre, in den oft als Quetschzonen ausgebildeten Auflagerungsflächen des Flysches auf dem Helvetikum von Vorarlberg bis zum Wienerwald; man denke dabei vor allem an die in dieser Position definierten Wildflyschbildungen. In der überlieferten Nomenklatur der tektonischen Phasen kann man für die Abfolgen der Ereignisse vom Paleozän übers Eozän ins Lattorf die Namen laramisch, illyrisch und pyrenäisch benutzen – scharf kann man dabei allerdings nicht trennen.

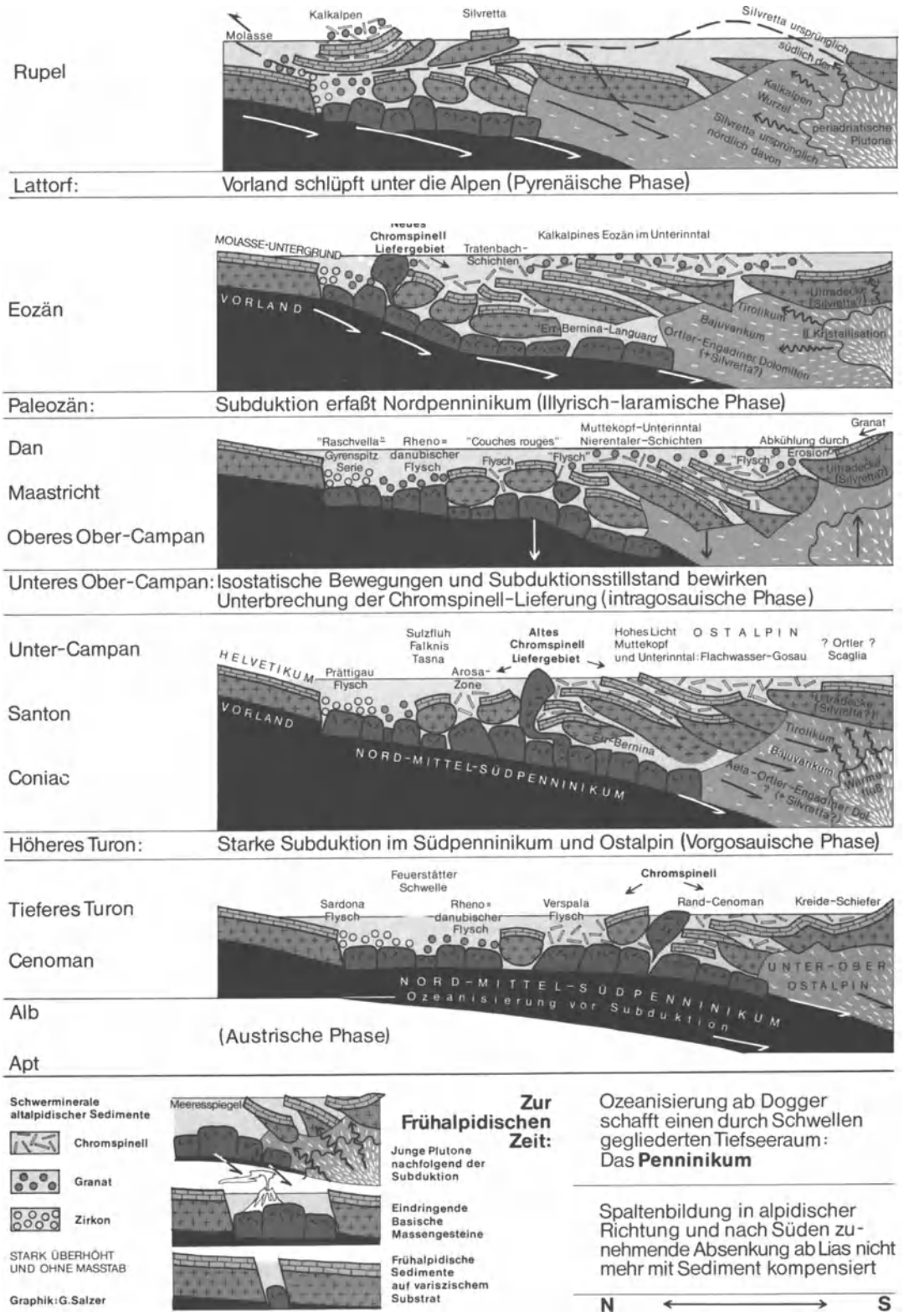
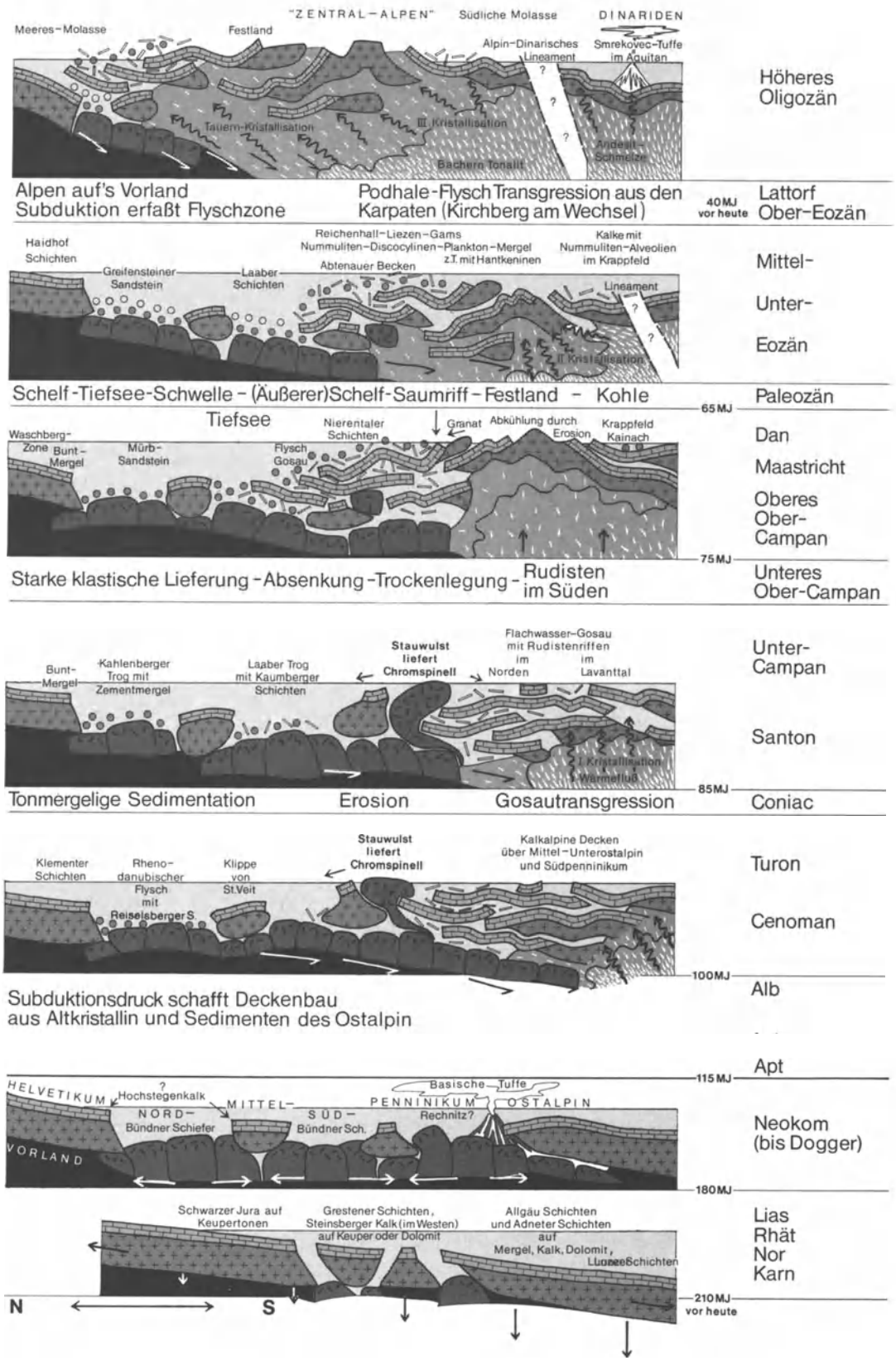


Abb. 11. Palinspastische Schemata zum Ablauf der paläogeodynamischen Ereignisse zur altalpidischen Zeit

und der östlichen Ostalpen (R.Oberhauser 1977)



1.3.3. Die Abläufe im einzelnen

1.3.3.1. Gault-Cenoman-Turon

Im Vorland haben wir zu dieser Zeit weitgehend Meeresbedeckung, welche in einer stark *Glaukonit-* und Quarzsand betonten, *schichtlückenreichen* Ausbildung ans Nord-Helvetikum Vorarlbergs anschließt, was ganz besonders für den Raum westsüdwestlich des Landshut-Neuöttinger Hochs gilt – ostnordöstlich und östlich davon dominiert von Ostbayern nach Oberösterreich hinein der Regensburger Sandstein des Cenoman. Im Molasseuntergrund in Niederösterreich nördlich der Donau transgredieren im Grenzbereich Turon-Coniac als analoge glaukonitführende Bildung die Klementer Schichten direkt auf Malm.

Im südhelvetischen Raum verlieren sich in Apt und Alb die Schichtlücken und eine stärker mergelige Ausbildung stellt sich ein, wobei *schwärzliche Farben* überwiegen; die Argenfazies des südlichen Bregenzer Waldes signalisiert diese Übergänge. Diese Süd- bis Ultrahelvetische Fazies, welche, da mehr alpenwärts abgelagert, später stärker tektonisiert wurde, ist auch die Fazies des Gaults im Helvetikum östlich von Salzburg; die normalhelvetische Ausbildung liegt hier unter der Molasse. In den jüngeren Schichten gilt ebenso ganz allgemein: je weiter wir nach Süden kommen und umso höher im Profil vom Cenoman zum Turon, desto mehr verliert sich der Sand und desto mehr dominiert die den „Couches Rouges" der intrapenninischen Schwellen verwandte Seewerkalk-Fazies, in welcher die Dünnschliff-Globotruncanen-Stratigraphie für jene Zeit durch H. Bolli (1944) entwickelt wurde.

In der Pfundser Serie der Bündner Schiefer des Unterengadiner Fensters gelang infolge der starken jungalpidischen Metamorphose für diese Zeit bisher kein Fossilnachweis, hingegen ist ein solcher im tieferen Turon sowohl im Vaduzer Flysch Liechtensteins als auch im Prättigauflysch gelungen. Im Rhenodanubischen Trog, in welchem zu dieser Zeit *Granat als Schwermineral* dominiert, finden sich ebenfalls über fossilführenden Tristelschichten und Gault in der Basisserie zum im Westen mächtigen Reiselsberger Sandstein, aber auch weiter im Osten in diesem selber in den Schüttungen entsprechender Korngrößen Cenoman-Globotruncanen. Im Westen dürfte die Hauptsandschüttung erst im Turon erfolgt sein.

Da die nach Süden anschließende Falknis-Sulzfluh-Tasna-Schwelle als Teil der Briançonnais-Schwelle gegen Westen hin damals noch mit der Europäischen Platte lose zusammenhing, überrascht bei der herrschenden West-Ost Sedimentanlieferung im Gault nicht die mit dem Helvetikum verwandte Sedimentausbildung, welche auch noch bis zum Ende der Gaultzeit den nördlich und östlich unmittelbar anschließenden Rhenodanubischen Flysch-Trog einbezog. In den Schürflingen von St. Veit im 13. Wiener Bezirk, welche wir auch einer Schwelle zuordnen wollen, finden sich noch letzte Spuren eines *basischen Vulkanismus* in Schichten des Gault oder Cenoman.

Mit dem vermutlich isostatischen Hochsteigen dieser und anderer *Schwellen,* teilweise belegt durch nun einsetzende, oft rot gefärbte „Couches Rouges", *verhindern* diese in der Folge als West-Ost laufende Inselketten für lange Zeit eine *Sedimentbelieferung* des *nördlichen Penninikums* aus dem Bereich des *Stauwulstes* über der Subduktionsfläche vor dem Ostalpin. So können die *Chromspinell-Spektren* in größerem Umfang nur noch *in den* zwischen Stauwulst und Schwelle liegenden *südpenninischen Raum* eingebracht werden, wie in den Verspala-, Höllental- und Walserbergflysch, aber kaum mehr in den Ablagerungsraum des Reiselsberger Sandsteins des Rhenodanubikums; nicht mehr können sie jenen der Pfävigratserie des Prättigauflysches noch weiter nördlich erreichen. Massiv *liefert* dieser Stauwulst *nach Süden* z. B. die Porphyr-reichen Grobklastika ins Rand-Cenoman sowie mit feinerem Korn wiederum Spinelle, wie schon in die *Tannheimer Schichten* des Oberapt und Alb und in das aufliegende Cenoman-Turon, in die gleich alten *Cenomanschiefer* der großen Synklinalen im Süden des westlichen bajuvarischen Raumes (Rätikon und Arlberg-Gebiet) sowie auch in die gleich alten Schichten des Frankenfelser und Lunzer Deckensystems des Ostens, aber auch in die Mittelkreide der Lienzer Dolomiten, die damals vermutlich noch in einer relativ nördlichen Position lagen. Im Tirolischen Deckensystem sind mit verwandten Schwermineral-Spektren über den Roßfeldschichten des Hauterive und Barrême nur die Grabenwaldschichten des Apt überliefert, ansonsten scheint hier die vorgosauische Erosion weitgehend ausgeräumt zu haben.

Eine ähnliche Situation ergibt sich in den westlichen Karpaten, wo die Fortsetzung der Mittelpenninischen Schwellenzone, niemals abgedeckt durch ein höheres Deckensystem, in der Pienidischen Klippenzone vorliegen dürfte. Cenoman-Turon (und jüngere Schichten) sind nachgewiesen durch „Couches Rouges"-Fazies, optimal gliederbar durch reiche Mikrofaunen.

Südlich davon in der Maniner Zone und in der Križna-Decke haben wir analoge Spinell-Spektren wie in den südpenninischen Flyschen und im Bajuvarikum der Ostalpen. Die Sandsteine der Maniner Zone bieten sogar bis in Einzelheiten die Schwermineral-Palette der mittelkretazischen Walserberg-Abfolge, wie sie an der Salzach zwischen Flysch und Kalkalpen nahe der Autobahn ansteht: neben Chromspinell Glaukophan, Chloritoid und Epidot (vgl. 3.5.3.2.1.).

Da im südpenninischen Raum und im Unterostalpin in Graubünden (Err-Bernina) sowie in bedeutenden Anteilen des bajuvarischen Dekkensystems der Kalkalpen der Fossilnachweis (vor allem durch *Foraminiferen*) mit dem *Cenoman oder tiefen Turon abbricht* und die nur wenig jüngere Gosau zum kleineren Teil auf unbedeckt gebliebenes (oder rasch erodiertes) Bajuvarikum und zum größeren Teil auf aufgeschobene höhere Kalkalpen-Decken transgrediert, müssen wir im *höheren Turon* gesteigerte *geodynamische Aktivität* an der Erdoberfläche annehmen, welche in den erwähnten ausgedehnten deckenbildenden Relativbewegungen sichtbar zum Ausdruck kam. Mangelnde Fossilnachweise in den östlichen Zentralalpen infolge der dort stärkeren alpidischen Metamorphose, abgesehen vom *Schwammnadelfund* im Südpenninikum des *Fensters von Rechnitz,* verhindern bisher eine genaue zeitliche Einordnung der dortigen massiv ins Variszikum eingreifenden Bewegungen, wenn auch eine Einordnung in die Mittlere Kreide (Apt-Oberturon) berechtigt sein dürfte. Diese Zeit ist mit etwa 25 Mio. J. ungefähr gleich lang wie die restliche Oberkreide (die Gosauzeit im engeren Sinne), die in zwei Abschnitten nachfolgend besprochen wird. Innerhalb der Mittleren Kreide könnte man die zur Apt-Alb-Zeit erfolgte *Loslösung des* ostalpinen *Altkristallins* von seiner Unterlage und jene *der Kalkalpen* oder der Blaser Decke von ihrem Paläozoikum (der Grauwackenzone oder der Steinacher Decke) als Ausdruck der *Austrischen Phase* betrachten, zusammen mit einer bescheidenen internen Kalkalpen-Tektonik vor allem im juvavischen Raum. Als Manifestation der *Vorgosauischen Phase* sollte man die sehr weitgehende tektonische *Überwältigung des* vom Jura bis zum Apt durch Ozeanisierung entstandenen *südpenninischen Raumes* verstehen, wobei es nicht nur in jenen Bereichen des einrückenden Ostalpins zu *Dekkenstapelungen* kam, wo die permomesozoischen Sedimente mit ihrem Untergrund verschweißt waren, sondern auch dort, wo vorher in der Austrischen Phase eine Abtrennung von der Grauwackenzone erfolgte: in den Nördlichen Kalkalpen. Die Unterkreide in den Lienzer Dolomiten durchschlagende Lamprophyrgänge müssen nicht Argument für eine ursprünglich südliche Position des Drauzuges sein, da sie sehr wahrscheinlich erst lange nach der vorgosauischen Deckenstapelung eingedrungen sind: vielleicht in Verbindung mit der Platznahme der periadriatischen Plutone.

Paläogeographisch augenfällig ist eine mit der Vorgosauischen Phase erfolgende Trockenlegung der höheren kalkalpinen Decken nach der tektonischen Platznahme des Gesamtkörpers im südpenninischen Raum im (höheren) Turon; dies gilt auch für die kalkalpinen Elemente der Westkarpaten und für den gesamten ungarischen Raum; insbesonders dort transgrediert die Gosau nach einer areal ausgeprägten Bauxitbildung.

1.3.3.2. Coniac-Santon – Tiefes Campan

Wenn auch die Subduktion am Nordrand des südpenninisch-ostalpinen Deckenkörpers nach der Vorgosauischen Phase weiter andauert, da ja der das Schwermineral Chromspinell nach Süden in die tiefe Gosau liefernde Stauwulst immer wieder erneuert wird, so scheint sich doch aus dem im ganzen Ostalpenbereich geänderten Sedimentcharakter nun eine etwas veränderte geodynamische Aktivität zu ergeben.

Auf dem ostalpinen Deckenkörper entwickelt sich nach *Transgressionsbildungen* über einem erodierten und stark verwitterten Relief (Bauxit!) ein von *Inseln durchsetztes flaches Meer* mit *Rudistenriffen* und Kohlebildungen, wechselnd mit den Ablagerungsräumen hochmariner *Planktonfaunen* mit zunächst durchwegs doppelkieligen Globotruncanen.

Um die Wende Santon-Campan tritt die einkielige *Globotruncana elevata* (Brotzen) auf, die vor allem in der Gosau Kärntens (Krappfeld und Lavanttal) und in der Kainach westlich Graz in Kärnten gemeinsam mit *Bolivinoides decorata* (Jones) Rudistenriffe ins Campan einweist, und zwar in seinen mittleren Teil – eine Zeit, während der solchen Rudistenriffen in der nördlichen Gosau bereits durch die hier erfolgende *Absenkung* der Lebensraum genommen worden war. Nicht nur zu dieser Zeit scheint die heute nur 75 km entfernte Gosau des Salzkammergutes zu jener Kärntens viel geringere Beziehungen zu haben als etwa zu jener Tirols oder Niederösterreichs, was sich auch im fremden Schwermineral-Regime des Südens zeigt und im Fehlen von Kristallin-Geröllen in Kärnten und auch in der Kainach westlich Graz.

Gleiche Globotruncanen-Faunen finden sich in den recht kalkigen „Couches Rouges" der Tasna Decke und in den westlich der Silvretta parallelisierbaren Schwellenbereichen, welche über Falknis-Sulzfluh und die Klippen der Zentralschweiz zum Briançonnais verbunden werden können. Im

nördlich an diese Schwellen anschließenden Rhenodanubischen- und Prättigau-Flyschtrog scheint zu dieser Zeit nach den starken Schüttungen im Turon nun kaum grobklastisches Sediment anzufallen, so daß sich mehr Tonmergel-betonte dünnbankige Flyschserien bilden, wie Piesenkopfschichten oder Faduraserie im Westen oder Zementmergel und Kaumberger Schichten im Wienerwald. *Sandschalige Foraminiferen* beherrschen hier die Schlämmproben, da die Kalkschaler in diesen Tiefen nicht leben konnten und angelieferte Schalen weitgehend aufgelöst wurden. In der Buntmergelserie, welche den Raum des Sardonaflysches im Osten vertritt, mischen sich *sandschalige* und *kalkschalige* Foraminiferen, was eine Ablagerung nahe der *Kompensationstiefe* vermuten läßt. *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKY) erweist sich hier ab dem Campan und auch später als gegen Auflösung besonders resistenter Kalkschaler. Auch oben auf dem *nördlichen Schelf* bildet sich im helvetischen Raum ein sehr einförmiges, an *kalkschaligen Foraminiferen* (Plankton und Benthos), aber auch an Ostrakoden wiederum reicheres Mergelsediment: die Amdener Schichten, welche sich mit demselben Sedimenttyp auch in den Molasse-Untergrund nach Osten bis nach Oberösterreich fortsetzen. Nördlich der Donau liegen im Molasse-Untergrund die Glaukonit führenden Klementer Schichten, beginnend mit dem Oberturon, auf Malm. In durch Ammoniten und Mikrofossilien ins tiefe Coniac eingestuften Sandsteinen ergaben Altersbestimmungen an Glaukoniten hier etwa 84 Mio. J.

Im Rahmen der nun schon durch lange Zeiträume nach Norden ausgreifenden Subduktion kommt es südlich der Verschluckungszone, unter dem geodynamisch unruhigen Meer der tiefen Gosau, nach und nach zu gewaltigen *Anschoppungen leichter Krustenmassen* aus variszischem und älterem Kristallin, Paläozoikum-, Trias-, Jura- und Kreidesedimenten. Diese werden infolge zunehmender *Auflast* und *Erwärmung* nach und nach *metamorph,* wie es vor allem in den östlichen Ostalpen – vom Südpenninikum bis ins Ostalpin – aber auch im Brennergebiet durch altalpidischen Mineralneubildungen nachfolgende Abkühlungswerte (siehe nächstes Kapitel) nachgewiesen werden konnte; Umstände, welche zugleich für die weitgehende Zerstörung des Fossilinhaltes im südpenninischen und zentralalpinen Raum verantwortlich zeichnen. Wir wollen in diese der Vorgosauischen Phase der Gebirgsbildung nachfolgende Zeit vom Coniac bis ins tiefe Campan eine *Erste Alpidische Kristallisationsphase* einordnen. In höherpenninischen Anteilen des südlichen Tauernfensters ist dabei, möglicherweise für diese Zeit, eine Hochdruckmetamorphose überliefert mit nachfolgendem Druckabbau etwa von 10 auf 5 kb bei mehr oder minder gleichbleibenden Temperaturen um 500° C, nachgewiesen in Eklogiten und Glaukophanschiefern.

Eine radiometrische Altersbestimmung an Pechblende-Goldparagenesen, welche über die Zeit der Platznahme des Kupferkies-Hauptganges quer zur Schichtung der dortigen Grauwakkengesteine aussagt, ergab etwa 95–90 Mio. J., was etwa der Wende Turon – Coniac entsprechen könnte, jener Zeit, in der wohl die Tieferlegung jenes Festlandes auf den Kalkalpen sich ereignete, welche der Vorgosauischen Phase folgte (vgl. Abb. 146 und S. 534).

1.3.3.3. Höheres Campan – Maastricht

Beginnend mit dem Unteren Obercampan kommt es dann zu jener auffallenden geodynamischen Umstellung, welche ich nicht mehr als Ausdruck einer besonderen Subduktions-Aktivität betrachten kann, sondern viel mehr als einen solchen von einsetzender Subduktionsruhe. Befreit vom Tiefensog der Subduktion beherrschen nun bis über die Kreide-Tertiärgrenze hinaus die Kräfte der Isostasie die Landformung. So sollten die Ereignisse der *Intragosauischen* Phase verstanden werden. Die Tiefseeräume der Flyschmeere mit ihrem relativ schweren Untergrund bleiben dabei noch erhalten und greifen sogar episodisch auf den Raum des nördlichen Ostalpins aus, wodurch sich die *nördliche Gosau* unter Calzit-Kompensations-Tiefe *mit* dem *Flyschmeer verbindet,* was neben der typischen Turbidit-Sedimentation auch die Mikrofaunen mit sandschaligen Foraminiferen z. B. in der nördlichen Gosau dieser Zeit in den Weyerer Bögen oder auch im Gebiet des Unterinntals beweisen, wie sie ja sonst nur in den tiefen nördlichen Flyschmeeren vorkommen.

Südlich davon, wo in der Tiefe jene gewaltige Anschoppung von Decken aus leichter Kruste vorliegt, über deren druck- und nachfolgend temperaturbedingte Mobilisation wir berichtet hatten, steigt nun ein ausgedehntes Festland aus dem Meer, was radiometrisch bestimmte Abkühlungs-Alter (zwischen 80 und 70 Mio. J.) vorher neu gebildeter Glimmer hier nachweisen lassen (vgl. Abb. 13).

Diese *Subduktionsruhe* brachte offensichtlich noch im letzten Augenblick jene Entspannung durch Erosion und folgende Abkühlung, welche zunächst die wohl schon eingeleitete Aufschmelzung mit nachfolgender vulkanischer Aktivität verhinderte.

Sedimente aus dieser Zeit sind nun als z. T. deutlich *diskordant* übergreifende *Transgres-*

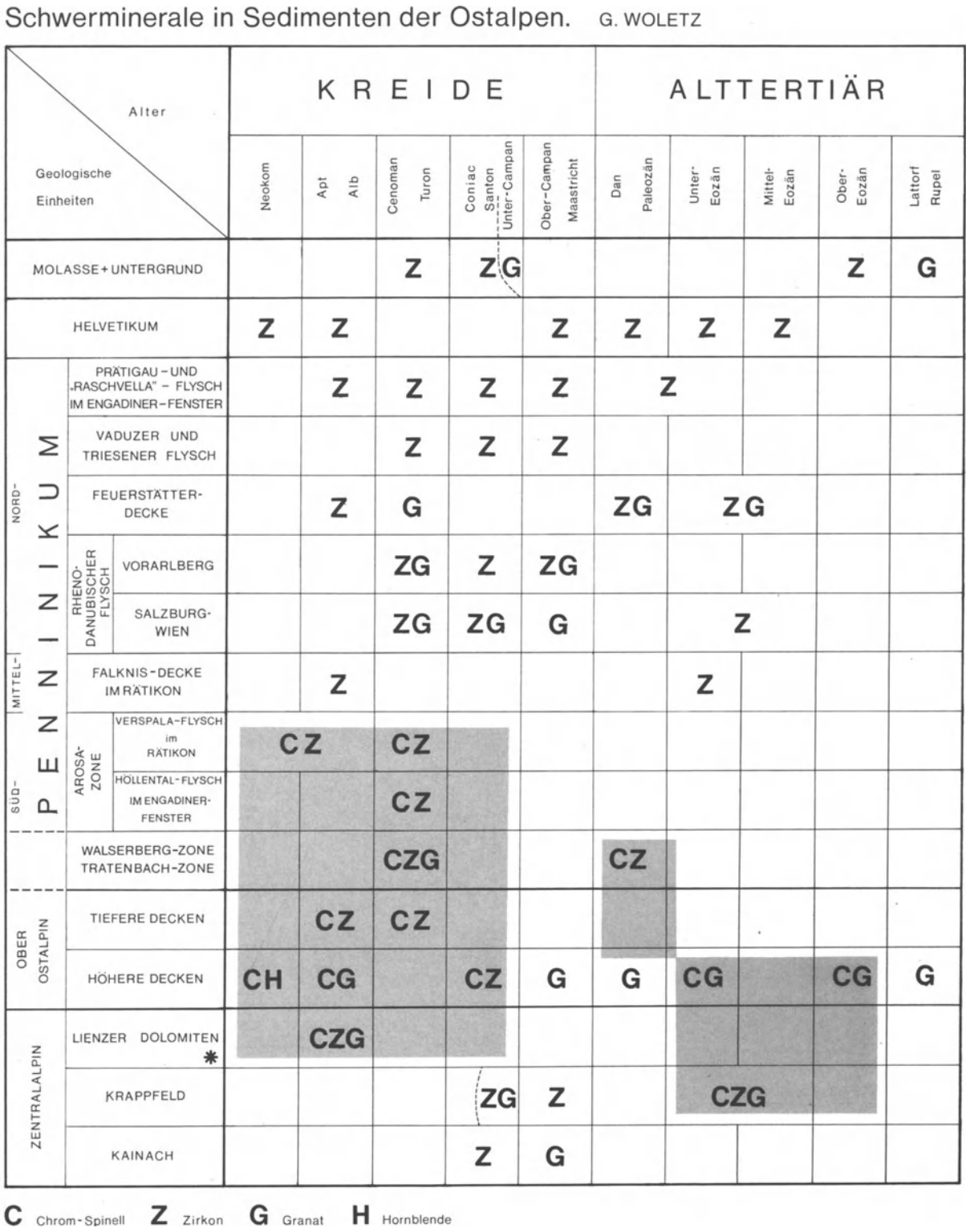


Abb. 12. Zur Schwermineral-Führung der Kreide- und Alttertiärschichten der Ostalpen unter besonderer Berücksichtigung der Chromspinell-Vorkommen (zusammengestellt von GERDA WOLETZ)

* Analysen der Kreidesedimente von Lavant in Osttirol nach P. FAUPL, 1977.

sionsbildungen über Kohlebildungen (Grünbach), über gefalteten bunten Santonmergeln (Unterlaussa) sowie über grobklastischer tieferer Gosau (Muttekopf) erhalten geblieben oder, südlich jenes Festlandes mit der Gosau Kärntens, als ein über einer mächtigen Mergelserie des Unter-Campan (mit eingeglittenem Rudistenschutt) im Krappfeld transgredierendes fossilreiches Ober-Campan mit nachfolgendem Unter-Maastricht mittlerer Wassertiefe mit herrlichen Mikrofaunen. Aus dem Raum von diesem Festland nach Norden ist nur eine Differenzierung in schon erwähnte flyschoide Ablagerungen größerer Tiefe im Wechsel mit den massiv Foraminiferen-führenden, oft bunten Nierentaler Mergeln relativ flacheren Wassers überliefert. Die von Norden, Westen und Süden zum zentralalpinen Festland hin zu erwartenden Flachwasser-Sedimente blieben nicht erhalten, auch sind keine Rudisten aus dieser Zeit überliefert und ebensowenig die zum Festland anschließenden Regressionsbildungen. Erst mit dem Paleozän, mit der erneut einsetzenden Subduktion, konnten dann Saumriff-Bildungen am Südrand eines die Kalkalpen bedekkenden Meeres überliefert werden. Die Gosau Kärntens, auf einem im Rahmen der vorgosauischen Tektonik im Süden liegen gebliebenen Stück Kalkalpen abgelagert, dürfte vom Mittleren Maastricht bis zum Mittleren Paleozän zumindest episodisch jenem Festland zugehört haben.

In den Flyschmeeren gelingt nun der Fossilbeleg nicht nur im Rhenodanubikum und im kaum metamorphen Prättigauflysch, sondern auch bei Raschvella in den *Saderer Joch Schichten* der Bündner Schiefer der Pfundser Serie des Unterengadiner Fensters mit den gleichen *Orbitoiden,* wie sie auch in den Feinbrekzien der vorgenannten Flysche hier wie dort in Turbiditen vorkommen; aber auch in den Gosauablagerungen, wo sie Flysch-wärts wie im Flysch (umgelagert) und Festland-wärts nahe ihrem Lebensraum (autochthon) vorkommen. Für den Rhenodanubischen Flysch sind für das Maastricht glimmerreiche Mürbsandsteine besonders typisch, wiederum mit Granat-Spektren.

Nördlich der Flyschmeere im helvetischen Schelfmeer finden wir wieder (wie schon in der tieferen Oberkreide) von Süden nach Norden flacheres Wasser mit den entsprechenden Verschiebungen in den Foraminiferenfaunen und auch zunehmendem Sandgehalt: im Westen sehr gut verfolgbar durch den Übergang der südlichen Leimernmergel in die nördlichen Wangschichten. Im Osten vermittelt dann die Buntmergelserie zum Maastricht der Waschbergzone und zum autochthonen Untergrund der Molasse nördlich der Donau, wo außerordentlich reiche und gut erhaltene Mikrofaunen-Elemente der nördlichen Benthos-Stratigraphie mit *Neoflabellina* und *Bolivinoides* sich in herrlicher Erhaltung mit dem Globotruncanen-Pseudotextularien-Plankton der Tethys mischen.

1.3.3.4. Paleozän-Eozän

Während dieser Zeitspanne, welche längenmäßig der Mittleren Kreide oder auch der nachfolgenden höheren Oberkreide entsprechen dürfte, setzt die Subduktion wiederum massiv ein. Sie überwältigt von Süden nach Norden fortschreitend während der *Laramischen Phase* den mittelpenninischen und während der *Illyrischen Phase* den nordpenninischen Raum, erreicht zum Ende der Eozänzeit mit der *Pyrenäischen Phase* schließlich jenen des Helvetikums.

Dort und bis in den Untergrund der Äußeren Molasse, wo vor allem nach starker Erosion das oberste Eozän ausgreift, sind die marinen Abfolgen dieser Zeit, wenn sie nicht durch Erosion innerhalb des Eozän abgetragen wurden, nur in letzterem weniger gestört bzw. ungestört verblieben. In der jungalpidisch geschuppten Waschbergzone Niederösterreichs liegen über den Bruderndorfer Schichten des Dan sowie Glaukonitführenden Bildungen des Mont und Ilerd noch Untereozän, Haidhof-Schichten (Mitteleozän) und sehr wechselhafte Schichten des Obereozäns. Im Helvetikum, schon stark verschuppt, wechseln oft Glaukonit- und Hämatit-führende Nummulitenkalke und -sandsteine mit nannoplanktonreichen Globigerinen- und Globorotalien-führenden Mergeln, bis dann im Mitteleozän mit der *Schelpenserie* aus dem Bereich der Feuerstätter Zone im Westen die *Flyschfazies* übergreift, wenn auch dabei über Kompensationstiefe bleibend, wie das gut erhaltene Plankton in den Mergeln anzeigt.

Im Buntmergel-Trog sind vor allem in Niederösterreich immer wieder wildflyschartige Sedimente anzutreffen, welche neben dem sonstigen Inventar der Klippenzonen auch Schürflinge aus Altkristallin und aus Ophiolithen enthalten können, was zunehmende tektonische Unruhe anzeigt. Im *Prättigauflysch* sind im Ruchbergsandstein *Untereozän-Nummuliten* nachgewiesen. In der Rhenodanubischen Flyschzone sind Paleozän- und Eozänbildungen vor allem in den Teildecken des Wienerwaldflysches weit verbreitet und lassen sich im Greifensteiner Sandstein der Kahlenberger Teildecke und in den Laaber Schichten der Laaber Teildecke im Unter- und Mitteleozän auch nach den Schwermineralen durch nun dominierende Zirkon-reiche Spektren von den Granat-führenden Kreide-Paleozän-Abfolgen unterscheiden. Im Gegensatz zur unterla-

gernden Feuerstätter Zone fehlen im Rhenodanubischen Flysch Vorarlbergs (und auch im anschließenden Bayern) immer noch eindeutige Nachweise für Sedimentation während des Paleozäns und Eozäns. Vielleicht kann man jene unklaren Umstände, welche einen Sedimentations-Abschluß bewirkt haben mögen, als Auswirkung der sonst nur schwer faßbaren *Laramischen Phase* betrachten; vielleicht kann man auch im Wienerwald die vermutete Transgression der Hoisschichten (Basis der Laaber Schichten) über die Kaumberger Schichten so deuten? Im Alpeninneren ist dann die Überlieferung aus dieser Zeit, sicher nicht nur wegen der nachfolgenden tektonischen Beanspruchung und Metamorphose, sondern vielmehr auch wegen der starken Erosion zur Molassezeit nur sehr lükkenhaft.

Trotzdem zeigen immer wieder vollmarine Paleozän- und Eozän-Mikrofaunen und Nannofloren mit Discoasteriden, wie sie in vielen Gosaubecken gefunden wurden, großflächige Meeresbedeckung an.

Bei der Subduktion des Untergrundes des Rhenodanubischen Flysches und des Prättigauflysches vom Paleozän zum Mitteleozän sowie möglicher Äquivalente im Unterengadiner Fenster und im Tauernbereich kommt es *erneut* zu einer *Stauwulstbildung* oberhalb der Subduktionsfläche, die wiederum Relikte der primär unterlagernden ozeanischen Kruste über Meeresniveau aufsteigen läßt, welche *analoge Chromspinell-Spektren* nach Süden liefern, wie früher zur Zeit der Mittelkreide und der tiefen Gosau, als der Untergrund der südpenninischen Flysche subduziert wurde und es dabei zur Bildung der Ostalpinen Decken kam. Diese Spektren kennen wir in den paleozänen bis untereozänen Tratenbachschichten Oberbayerns, im Unteren und Mittleren Eozän des Beckens von Reichenhall-Salzburg sowie im anschließenden Obereozän vor allem in den Oberaudorfer Schichten des Unterinntales. Sogar das Untere bis Mittlere Eozän des Krappfeldes, welches dort die nun wieder ausgreifende Meeresbedeckung dokumentiert, führt Chromspinell-Spektren. Wiederum bestanden paläogeographische Verhältnisse, welche eine Belieferung der vor ihrem Sedimentations-Abschluß stehenden Flyschtröge verhinderten.

Die Situation vorher, während des Paleozäns, läßt sich vor allem längs des Kalkalpenostrandes vortrefflich studieren. Aus der Tiefwasser-Fazies der Flyschzone gelangen wir in die flyschähnlichen Gießhübler Schichten in den Kalkalpen bei Wien, in denen das reichlich erhaltene Globigerinen-Globorotalien-Plankton nachweist, daß ihre Ablagerung nicht mehr im Tiefwasser mit Kalkauflösung erfolgt war. In den Zweiersdorfer Schichten der Grünbacher Gosaumulde finden sich bereits pfeilertragende Rotaliiden, und schließlich lagert 10 km weiter südlich am Kambühel bei Ternitz über dem Maastricht bereits ein *paleozänes Lithothamnienriff,* welches wir über die Tertiäranteile der Gosau von Liezen im Ennstal, Nummulitenkalkgerölle bei Radstadt sowie über alpine Gerölle mit Algen und Foraminiferen des Paleozän in der Vorlandmolasse bis gegen Tirol hin nachweisen können.

Im Untereozän hat das Meer sicher weiter ausgegriffen, hinterließ seine Spuren auf den Kalkalpen vor allem im Raum zwischen Inn und Enns, transgrediert in den Mittleren Zentralalpen im *Krappfeld* über *terrestrisches Paleozän* (wobei den basalen marinen Schichten Kohleflöze inliegen) und bleibt auch während des Mitteleozäns weithin erhalten. Nicht nur im bayerisch-oberösterreichischen Alpenvorland scheint Obereozän zu transgredieren, sondern auch im Alpeninneren, wie in den Kalkalpen nördlich des Tirolischen Bogens vom Inn bis nach Salzburg, nachdem ein Subduktions-Kraftakt im Mittleren Eozän offenbar die schon früher begonnene Entwurzelung der Ostalpenflysche vollendet haben mag. Letzteres Ereignis wollen wir als *Illyrische Phase* verstehen. Im an der Oberfläche herandriftenden Ostalpin kam es dabei möglicherweise zu einer Aufwölbung im östlichen Ostalpenbereich, sind ja östlich von Windischgarsten bzw. der Weyerer Bögen und dem Becken von Gams südlich der Flyschzone in den Gosaubekken der Kalkalpen über dem Paleozän bisher keine Unter- und Mitteleozän-Nachweise mehr gelungen und in der für die Zentralalpen in der Steiermark kompetenten großflächigen Kainacher Gosau wird weder Paleozän noch Eozän ausgewiesen, sodaß das Ostalpin dort durch längere Zeit landfest gewesen sein mag. Daher konnte die aus den Karpaten kommende *Obereozän-Transgression* (Kirchberg am Wechsel etc.) bis auf jenen kristallinen Untergrund heruntergreifen, welcher Abkühlungsalter der Mittleren Oberkreide zeigt, wie sie vor allem die östlichen Ostalpen mit den Karpaten gemeinsam haben. Auch das anschließende Ungarn erfuhr um die Kreide-Tertiärwende eine allgemeine Heraushebung; erst mit dem Eozän kam das Meer wieder – auch hier mit einem Überflutungsmaximum im Obereozän.

Wenn auch die Subduktion im besprochenen Zeitabschnitt vor allem unter dem Ablagerungsraum des nördlichen Penninikums ansetzte, das sie entwurzelte, und jenen des Helvetikums zunehmend zu beeinflussen begann, so wurden auch in dem von Süden heranrückenden Ostalpenkörper jener Zeit (aus Südpenninikum und

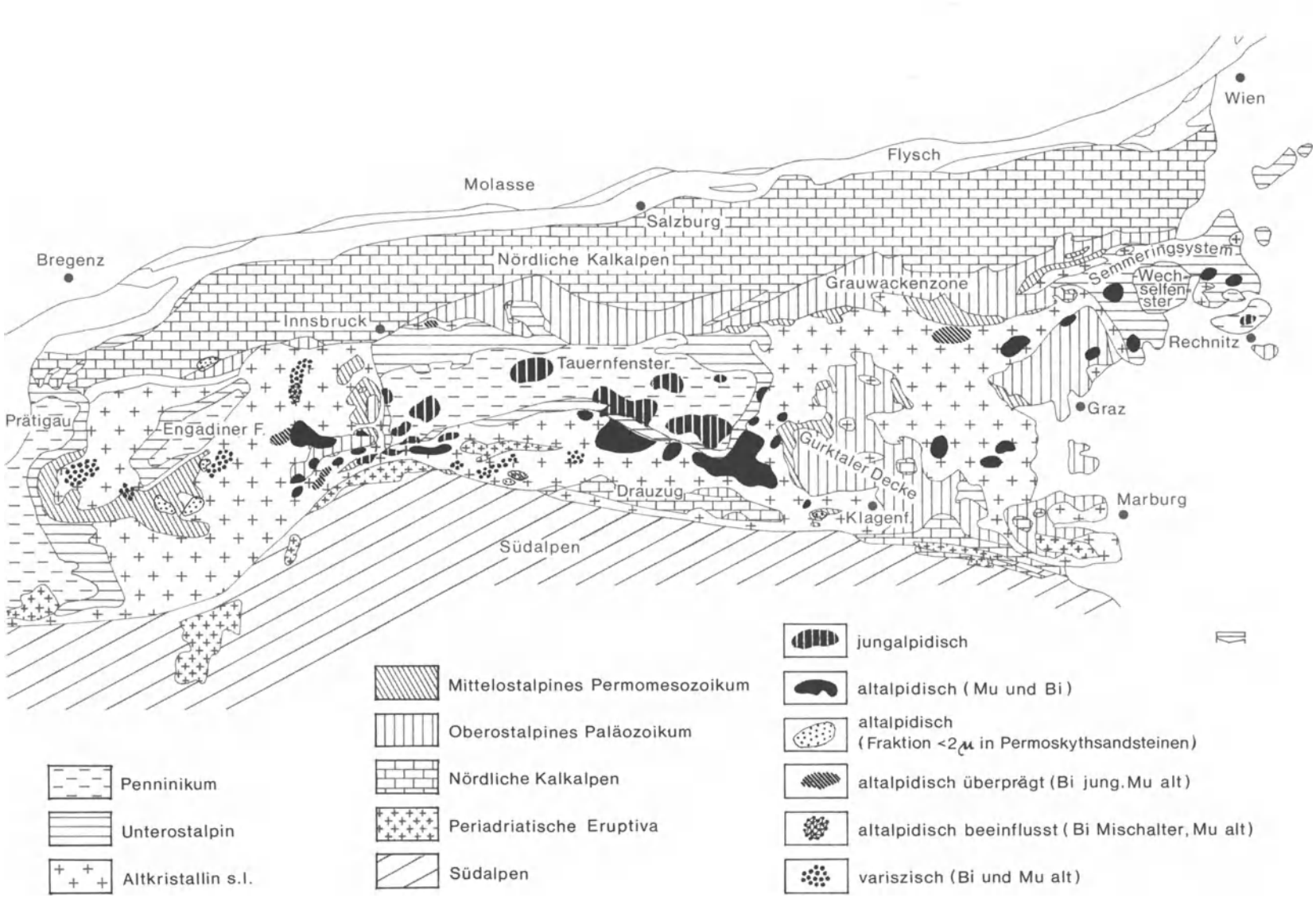


Abb. 13. Karte der Verbreitungsgebiete der alpidischen Metamorphose in den Ostalpen, zusammengestellt von SUSANNA SCHARBERT aufgrund des Erforschungsstandes.
Die altalpidische Metamorphose wird durch Glimmeralter um 80 Mio. J. repräsentiert. Aus den Muskowit- und Biotitaltern ist ihre unterschiedliche Intensität abzulesen, die stellenweise die variszisch gebildeten Paragenesen nicht auslöschen konnte (z. B. nördliches Ötztal- und Silvrettakristallin). Altalpidische Alter der Fraktion $< 2\,\mu$ fanden sich in Permoskyth-Sandsteinen der Kalkalpenbasis westlich Landeck sowie südwestlich Klagenfurt. Beachte, daß die jungalpidische Metamorphose auf das Penninikum im Tauernfenster und Rechnitzer Fenster beschränkt ist und nur stellenweise auf den Rahmen übergreift (Südostrand des Tauernfensters); aus dem Unterengadiner Fenster fehlen noch Informationen. Im Tauernfenster ist eine Abnahme der Abkühlalter von rund 30 Mio. J. im Osten auf ungefähr 15–20 Mio. J. im Westen zu beobachten, die eine unterschiedliche Hebungsgeschichte reflektieren

Ostalpin aufgebaut) alte Bewegungsflächen wieder aktiviert und neue geschaffen, jedoch in ihm im allgemeinen die Lagerungsverhältnisse der schon fertigen großen tektonischen Körper übereinander nicht mehr wesentlich verändert. Ob man dies auch für das Nebeneinander des ostalpinen Schollenmosaiks in gleicher Weise annehmen will, hängt davon ab, wie man eine gerade in jener frühen Zeit auch mögliche Lineament-Tektonik, welche paläomagnetische Ergebnisse für die Wende Eozän-Oligozän vermuten lassen, beurteilt.

Während der Subduktion in der Mittleren Kreide und der tiefen Oberkreide kam es in den uns heute zugänglichen Untergrundgesteinen jener Zeit zwar zu Mineralneubildungen, sie führte jedoch nicht zur Aufschmelzung und Granitisation, weil der Subduktionsstillstand im Ober-Campan und Maastricht nicht nur die dafür nötige weitere Erwärmung verhindert haben mag, sondern vielmehr nachfolgender isostatischer Auftrieb sogar areal zur Verlandung mit deutlicher Erosion führte. Dies ließ in der Folge in der Tiefe die Temperaturen wiederum unter 400° und 300° abfallen, was die genannten Abkühlungsalter beweisen. Die nachfolgend mit dem Paleozän zum Eozän erneut einsetzende Subduktion erlitt diesmal sogar mit der Plattenkollision vom Obereozän zum Oligozän keine Unterbrechung mehr, sondern griff auf Mesoeuropa, aufs Helvetikum über. Dadurch erfolgt, diesmal vom Westen nach Osten fortschreitend, über die Metamorphose der *Zweiten Alpidischen Kristallisationsphase* hinaus, eine andesitische Aufschmelzung der vorher in große Tiefen abgeführten Massen, signalisiert schon im Eozän durch den *Vulkanismus* in den Euganeen sowie durch die beginnende *Granitisation* (Adamello, Rieser Ferner, Bachern etc.) im weiteren Bereich der Insubrischen Naht. Diese müssen wir uns zu jener Zeit an der Oberfläche als eine Zone von beträchtlicher Breite vorstellen, die erst im Laufe des jüngeren Tertiärs ihre heutige extreme Ausdünnung erfahren haben mag.

Andesitischer Vulkanismus der Eozänzeit, wie er in einer SW-NE streichenden Zone alpenwärts vom Plattensee vorkommt, sollte auch mit der erneut einsetzenden Subduktion in Beziehung stehen.

Ohne Zweifel haben diese ab dem Eozän bis zur Oberfläche durchschlagenden Aufschmelzungsvorgänge der Tiefe vielfältige geochemische Konzentrationen herbeigeführt oder vorhandene Konzentrationen aufgelöst und verteilt oder auch nur umgesetzt oder verlagert, sei es durch Mobilisation oder Remobilisation aus paläozoischen und mesozoischen magmatogenen oder sedimentären Abfolgen, namentlich auch aus den in den penninischen Raum zur Jurazeit eingedrungenen Ophiolithen – oder eben durch das „Zusammen-Verkochen" all dieser Bestandteile in und unter einem zeitweise weit über 12 km dicken ostalpinpenninischen Deckenstapel bei entsprechenden Drücken und Temperaturen. Paläomagnetische Untersuchungen an Vulkaniten in den Euganeen lassen vom Eozän zum Oligozän eine *Rotation Norditaliens* gegenüber dem außeralpinen Europa gegen den Uhrzeigersinn um 25° nachweisen. Es verwundert nicht, daß gerade zur Zeit der Plattenkollision solche Relativbewegungen an den Anstoßflächen stattfanden; diese nachfolgend verschleppten, überprägten und möglicherweise heute flach liegenden Flächen noch nachzuweisen, dürfte sehr schwierig werden.

Die *Pyrenäische Phase,* während der der Umbruch vom Eozän zum Oligozän erfolgte, wird von einem weiträumigen Einsetzen der (z. T. bitumenführenden) *Fischschiefer*-Fazies begleitet, die in ihrer etwa gleichzeitigen weiten Verbreitung nicht leicht erklärt werden kann. Es gibt sie in der Molasse-Basis, auf dem Helvetischen Autochthon in der Schweiz, im Verband des Helvetikums in Ostbayern (Schönecker Fischschiefer) sowie auf den Kalkalpen in den Häringer Schichten des Unterinntals. Was immer sie bedeuten mag, es muß wohl unmittelbar anschließend an die Bildung dieser Ablagerungen ein tektonisches Großereignis stattgefunden haben, welches im mittleren und westlichen Alpensegment das Ausgreifen der Subduktion auf das Vorland einleitet, begleitet von einem raschen Nordwärtsgleiten der Kalkalpen. W. FUCHS versteht diesen ersten großen Kraftakt der Verschluckung des Vorlandes als *Helvetische Phase* – schuf sie ja die Anlage der Helvetischen Hauptdecke im Rahmen der Gesamtabläufe der Pyrenäischen Phase.

1.3.3.5. Von der Altalpidischen zur Jungalpidischen Zeit

Die vom Obereozän zum Unteroligozän einsetzende Molassezeit (die Jungalpidische Zeit) zeigt ein total verändertes paläogeographisches Bild. Die unter Kompensationstiefe abgelagerten Flysche sind entwurzelt, ihr ehemaliger Untergrund ist zum größeren Teil verschluckt worden und zu einem kleineren Teil der Erosion zum Opfer gefallen.

Die bei sehr eingeengten Raumverhältnissen nun angehäuften Gesteine – an der Oberfläche des Alpenkörpers weitgehend Jungschichten des Oberostalpins – erlauben infolge ihres geringen Gewichtes über dem zur Ruhe kommenden Alpenkörper keine größeren Meerestiefen mehr.

Die sich nach Norden weiter in die mesoeuropäische Platte hineinfressende Subduktion schafft nach und nach den nach Norden in drei Schüben weiter ausgreifenden Molassebereich, hinter dem ein höhenmäßig bescheiden bleibender, allmählich aufsteigender Festlandraum von Süden her nachrückt: das tektonisierte Orogen. In größeren Tiefen erfaßt dabei die nachfolgende *Wärmefront* im Oligozän neben Gesteinen des nordpenninischen Untergrundes schon solche des Helvetikums. Wir sprechen von der *Dritten Alpidischen Kristallisationsphase* und können sie auch *Tauernkristallisation* nennen, weil die von ihr erfaßten Gesteine vor allem in den Tauern durch nachfolgende Erosion aufgeschlossen worden sind (vgl. Abb. 13).

Im Wechselspiel zwischen den dabei schwächer werdenden endogenen Kräften der Subduktion und jenen ihres mehr und mehr wirksamen isostatischen Ausgleichs ist dann im jüngeren Tertiär das Alpengebiet immer weniger Ablagerungsraum und immer mehr Erosionsgebiet, episodisch beunruhigt von vulkanischen Erscheinungen vor allem im Süden und Osten; aber auch im Molasseraum im Norden.

Literatur: AMPFERER O. 1941a; AMPFERER O. & HAMMER W. 1911; BOLLI H. 1944; CLAR E. 1965; DIETRICH V. J. 1976; EXNER CH. 1976; FAUPL P. 1975b, 1976; FRANK W. et al. 1976; FRISCH W. 1976, 1978; FUCHS W. 1976b; HAGN H. & OTT E. 1975; HESSE R. 1973; HESSE R. & BUTT A. 1976; HÖCK V. 1974; KOLLMANN H. A. et al. 1977; KRÖLL A. & WESSELY G. 1967; MILLER CH. 1974, 1977; MÜLLER K. 1973; OBERHAUSER R. 1963, 1968, 1973, 1978; OXBURGH E. R. 1972; PREY S. 1968c, 1975b, d, 1978; ROEDER D. 1976; SCHLAGER W. & SCHÖLLNBERGER W. 1975; SCHMIDT K. 1976; SCHWAN W. 1974; TOLLMANN A. 1963a, 1966a, 1972b, 1975c, 1977a, b; TRÜMPY R. 1960, 1970, 1972b, 1975; TRUNKO L. 1969; WIESENEDER H. & SCHARBERT S. 1977; WOLETZ G. 1963, 1967, 1971.

1.4. Das Jungalpidikum
(Die geologische Entwicklung vom Obereozän bis in die Gegenwart)

Von WERNER FUCHS

Mit Abbildung 14

Im Alpenraum hatten die seit der mittleren Kreide andauernden tektonischen Ereignisse der „penninischen" Subduktion mit der endgültigen Ausschaltung und Überwältigung des Nordpenninikums während der Illyrischen Dislokationsphase zur Zeitenwende Mittel-/Obereozän ihren Abschluß gefunden. Mit dem Verschwinden des ozeanisierten Anteiles der Tethys (des Penninikums) war bei nun völlig veränderter paläogeographischer Ausgangslage zu Beginn des Obereozäns mit Recht bisher der Auftakt einer neuen Ära der tektogenetischen Evolution des Orogens – des Jungalpidikums oder der Molassezeit – festgesetzt worden. Die Deutung baugeschichtlicher Vorgänge in der Molasse hatte sich indes bisher stets an der gegenwärtig auffallend peripheren Position der „Molassezone" orientiert. Es war deshalb immer von einer exogeosynklinalen (= fernab aller Dislokationen des Jungalpidikums gelegenen) Saumtiefe die Rede, die sich langsam in epirogenetischen Wellen weiter nordwärts gegen das Vorland ausgedehnt und bloß der Aufnahme der gewaltigen Schuttmengen aus dem von Süden heranrückenden Deckengebäude gedient hätte. Eine in jüngster Zeit vollzogene überregionale Untersuchung der Beziehungen der Molasse zum geodynamischen Geschehen während des Jungalpidikums hatte unter Beachtung letzter Bohrdaten der Erdölprospektion im weiteren südlichen tektonisierten Rahmen der „Molassezone" und unter Rücksichtnahme der Anforderungen der Plattentektonik zu einer wesentlichen Standortsverschiebung der Betrachtung geführt: von ehemals weit draußen gegen das Orogen zu jetzt inmitten des Orogens. Denn das schon heute vorliegende Wissen um die räumliche Verteilung von helvetischer und epikontinentaler Vorlandfazies im Untergrund der Gesamtmolasse macht deutlich, daß sich die Molasse im Alpenabschnitt in ihren Anfängen vorwiegend auf dem Boden des Helvetikums entfaltet hat. Das gleichzeitige Übergreifen auf Vorland und Kalkalpen waren regional begrenzte Episoden. Mit der Auslegung des Rhenodanubischen Flysches als abgescherte Jungschichten des Nordpenninikums, deren flächenmäßige Verbreitung vor der Orogenstirn vernachlässigt werden kann, wird somit die unmittelbare Exposition des auf helvetischer Unterlage ruhenden „Urmolassetroges" (= Innere Molasse) den geodynamischen Prozessen des Jungalpidikums gegenüber offenbar. Die Molasse im Alpenraum ist vorerst in der neuen Sicht kein zusätzlich hinzugewonnener randlicher Trog, sondern wird vielmehr als ein zunächst im Gefolge gravierender Krustenreduzierungen und -verschmelzungen über alle noch offenen Meeresteile sich gleichförmig ausdehnendes, Meso- mit Neoeuropa verbindendes Entwicklungsstadium im Verlaufe der nun erfolgenden Plattenkollision eingeschätzt. Der damit eingeschlossene Gedanke eines von allem Anbeginn an erheblichen Einbezuges der Molasse in jene nachfolgend eindrucksvollen dislozierenden Bewegungen und des wahren Anteiles der frühen Molassesedimente am Aufbau der sich infolge fortschreitender Subduktionen deckenartig stapelnden Kruste im Orogen leitet zu einem verständlicheren und dem heutigen Tatsachenbestand entsprechenderen Geschichtsbild der Molassezeit über. Als Ergebnis kann der reibungslose Ablauf der Ereignisse unter Einschluß fast aller vormals oft scheinbar einander widersprechender oder ausschließender Beobachtungen des Gesamtraumes naturnäher reproduziert werden. Für das richtige Verständnis der Rekonstruktion der geodynamischen Vorgänge in der Molasse Österreichs im Jungalpidikum werden deshalb Ausblicke auf die gleichzeitigen Situationen jenseits unserer Grenzen (im Norden: Süddeutschland, im Westen: Schweiz und im Osten: Mähren) unerläßlich notwendig sein.

Nach der im Zuge der *Illyrischen* Dislokationsphase abgeschlossenen „penninischen" Subduktion im West- und Ostalpenbereich lag die folgende paläogeographische Ausgangssituation vor (vgl. Abb. 14): Das Meer des Obereozäns war im Alpenabschnitt auf den Raum des Helvetikums beschränkt. Unmittelbar im Süden lagerte das nun Festland gewordene Ostalpin. Die See hatte also direkt Gelegenheit, in morphologisch geeignete Muldengebiete ihrer südlichen Küste (ehemalige Gosaubecken) einzudringen (Unterinntal: Oberaudorf – Reichenhall). Vom Südhel-



Abb. 14. Paläogeographische Karte der Verbreitung des nördlichen Molassemeeres zur Obereozänzeit im Alpen- und Westkarpatenbereich

vetikum über das benachbarte Nordhelvetikum, das an der Schwelle des Landshut-Neuöttinger Hochs etwa auf der Höhe der heutigen Salzach wahrscheinlich sein primäres Ende gegen Osten fand, und darüber hinaus im zentralen Teil des Kartenausschnittes weit ins Vorland nach Norden kamen gleichförmige Sedimente zum Absatz. Vorerst waren es geringe Algen- und Großforaminiferenkalke des Seichtwassers, gefolgt von mächtigeren pelagischen Globigerinenschiefern. Eine ähnliche Schichtsequenz läßt sich gleichfalls für den Trog der Buntmergelserie angeben, der das Südhelvetikum zunächst im Süden, später im Osten ab etwa der Enns allmählich ablöste. Als schmaler, häufig die Kalkkompensationstiefe überschreitender Ablagerungsstreifen um das weit nach Süden vorspringende Vorgebirge der Böhmischen Masse weist er wohl nur faziell gewisse Konvergenzen, nicht aber positionsmäßige Übereinstimmungen mit dem westlichen Ultrahelvetikum auf. Östlich einer südwärts verlängerten Traisenlinie verbreiterte sich der enge Seeweg des Buntmergeltroges auf kurze Distanz zu den paläogeographischen Verhältnissen der Westkarpaten. Dort hatten noch keine „penninischen" Krustenverkürzungen stattgehabt, die Faziesräume lagen frei und vom Meer erfüllt vor: vom breiten Schelf des östlichen Waschberg-Steinitzer Troges über den zunächst nur spurenhaft faßbaren, schmalen und tiefen, der Buntmergelserie analogen Ablagerungsbereich des Subsilesikums (im polnischen Verständnis) bis hin zu den Tiefseebecken der Karpatenflysche. Über die Zentralkarpaten (Podhale-Flysch) überflutete eine Flachsee von Osten her das festländische alpine Deckengebäude, wo sie bis auf durch langwährende Erosion entblößtes Unterostalpin transgredierte (Wimpassing/Leitha, Kirchberg/Wechsel).

Zu Ende des Obereozäns leitete die *Pyrenäische* Dislokationsphase in den Westalpen die „helvetische" Subduktionsära durch die Ausschaltung des Südhelvetikums ein. Die Folgen waren das Ende der Molassefazies 1 der Älteren Inneren Molasse (= Molasse in helvetischer Fazies) und die verstärkte Absenkung des angrenzenden Nordhelvetikums zum Tiefseegraben, wo orogene Flyschsedimente (= Molassefazies 2 der Älteren Inneren Molasse) deponiert wurden. Die ursprüngliche Lage des Flyschtroges war wohl das gesamte Areal des gegenwärtigen Aarmassives und der Aiguilles Rouges. Entsprechende Verhältnisse lassen sich mittelbar auch unter den westlichen Ostalpen vermuten (bis etwa zur Salzach). Der Subduktionsakt könnte an Ausgleichsbewegungen von Tirolikum gegenüber dem Bajuvarikum abgelesen werden (einschließlich der dadurch verursachten Sedimentationsbeendigungen im Unterinntal bei Oberaudorf und im Reichenhaller Becken), der nachfolgend einsetzende Fazieswechsel in der Herausbildung der flyschähnlichen Fischschiefer von Zentraler und Äußerer Molasse. Auch im Buntmergeltrog und im westlichen Subsilesikum mögen Anzeichen

von Unruhe und Faziesänderungen in diesem Sinne ausgelegt werden. Es kam jedoch dort zu keinen raumverengenden Vorgängen.

Durch eine schmächtige Schichtlücke dokumentiert, verbirgt sich inmitten des Sannois/Lattorfs kaum faßbar die vielfach verkannte, aber nach Meinung des Autors äußerst wirksame *Helvetische* Dislokationsphase. Sie vollendete die Verschluckung des Krustenstückes zwischen Aar- und Gotthardmassiv (von 30 bis 80 km Breite) und verursachte durch die Überfahrung des nordhelvetischen Flyschtroges der Älteren Inneren Molasse durch die alpinen Einheiten die Abscherung und Ausbildung der Helvetischen Decken. Im anschließenden Ostalpensegment kann sie indirekt durch den Sedimentationsbeginn der Jüngeren Inneren Molasse im höheren Sannois (Deutenhausener Schichten) auf nordverlegter helvetischer Basis und durch die marine Ingression auf ausschließlich tirolischer Unterlage im Unterinntal aufgespürt werden. Im Osten herrschte weiterhin Sedimentation bei unveränderter paläogeographischer Grundsituation.

Während der nun folgenden vergleichsweise langen tektonischen Ruhepause bis zum Savischen Bewegungszyklus kam es lediglich in der vom Molassemeer unmittelbar südwärts gerichteten Bucht des Unterinntales zu marinem Absatz. Mit dieser Interpretation, die bisher notwendige korridorartige Verbindungswege über trockengefallenen Flysch und verlandetes Helvetikum beseitigt, werden die engen faunistischen Beziehungen der Sedimente des Unterinntales mit jenen der Molasse, Norddeutschlands, Mährens und Ungarns verständlicher. Im übrigen Bereich des alpinen Deckenkörpers herrschte Festland. Es bildete sich darauf die *Augensteinaltlandschaft,* deren bezeichnende fluviatile Schotter schon in den höheren Deutenhausener Schichten nachweisbar sind. Sie standen auch mit den Oberangerbergschichten des Unterinntales und dem terrestrischen Ennstaltertiär in Verbindung. Das im Gefolge der vorangegangenen Subduktionsprozesse im Westen in die Tiefe verdriftete leichtere Krustenmaterial helvetischer Provenienz drängte jetzt in vertikalen Ausgleichsbewegungen nach oben, was verstärkte Abtragung bedingte und dort in den gewaltigen Schotterkegeln der Unteren Süßwassermolasse Ausdruck fand. Im Chatt/Untereger lag ein erster Ausschnitt des heutigen Tauernfensters unter abtragenden Kräften, findet sich doch bereits Barroisit, ein typisches Mineral der Tauernkristallisation, in Molasseablagerungen der Innschüttung jener Zeit. Damit kann aber auch die Dauer der alpidischen Hauptmetamorphose mit Obereozän bis Rupel (38 bis 32 Mio. J. v. h.) recht gut datiert werden. Jüngere Angaben betreffen schon Abkühlalter. Bemerkenswert wäre noch in diesem Zusammenhang, daß bis jetzt Gesteinskomponenten des Tauernkristallins weder aus den gegenwärtig stets nur in Umlagerungsvorkommen überlieferten Augensteinschottern noch aus dem mit diesen damals ursächlich stratigraphisch und genetisch verbundenen Ennstaltertiär bekannt geworden sind. Als Erklärung für das bisherige Ausbleiben derartiger Geröllanteile im Ennstaltertiär könnte folgendes dienen: Die Aufwölbung und erosive Freilegung der Tauernkuppel mochte im Westen durch größere subduzierte Bereiche an Helvetikum eher vor sich gegangen sein, wobei schon damals Tributärgerinne eines Innvorläufers direkten Materialbezug aus jener Gegend gehabt hatten. Demgegenüber ist selbst heute den Quellbächen der Enns noch kein tieferer Zugang zum Tauernkristallin gelungen.

An der Wende Oligo-/Miozän setzten neuerlich Subduktionen helvetischen Bodens ein. Damit im Zusammenhang stehen ebenso die vielfältigen Zeichen tektonischer Beanspruchung der verschiedenen Deckenelemente im Orogen während der eben zuvor geschilderten und ab nun wiederholt auflebenden Akte des Eindriftens von Vorland unter das alpine Festland, ohne daß diese „nachgosauischen" Verstellungen im einzelnen zeitlich genauer zu fixieren wären. Die *Altsavische* Phase äußerte sich dabei besonders kraftvoll in den Westalpen zwischen Arve und Linth, wo sie durch Abscherung südlicher Teile der Jüngeren Inneren Molasse und synchroner parautochthoner Verschleppung des „Nordhelvetischen Flysches" auf seine heutige Position im Norden des Aarmassives weitgehend die gegenwärtige Lage in Grundzügen erahnen läßt. Die Sedimentationsabschlüsse in der südlichen Jüngeren Inneren Molasse der Ostschweiz, Vorarlbergs und Süddeutschlands (Steineberg- und Murnauer Mulde) sowie im Unterinntal (mit den Oberangerbergschichten) und im Buntmergeltrog (mit subsequenter Ausschaltung des „Urmolassetroges" auf helvetischer Basis durch die alpinen Decken) geben sich ebenfalls als begleitende Phänomene zu erkennen. Die Altsavische Dislokation beendete den ersten Molassezyklus (im Sinne des Verfassers, vom Obereozän bis Untereger), der vornehmlich das Helvetikum zur Unterlage hatte. Desgleichen sind die marinen Vorstöße im Einflußbereich der Unteren Süßwassermolasse von Ost und West, die im Osten weit nach Norden vorgetragene Meeresexpansion (vor allem die Überflutung des südlichen böhmischen Vorgebirges) und beckenweite Diskordanzen zum Obereger im marinen Milieu den Auswirkungen dieser Phase zuzuschreiben. – Tiefgreifende Veränderungen fanden nun auch in den

Westkarpaten statt. Einsetzende Krustenverschluckungen im Untergrund der Flyschjungschichten führten zu deren Abhebung und Dekkenbildung, wobei sie unter dem nach außen drängenden Druck die benachbarten Helvetikumsstreifen der Zdauneker Einheit und des Subsilesikums überwältigten und bereits am Innenrand der Steinitzer Einheit standen. Dort begann der Absatz flyschoider Molassesedimente, die Waschbergzone hingegen war noch landfest. Zwischen alpiner und karpatischer Molasse bestand damals kein direkter Zusammenhang.

Die durch fortgesetzte Unterströmung des Vorlandes nach Süden hervorgerufenen Überschiebungen an der Oberfläche gegen Norden erreichten mit der *Jungsavischen* Phase (Obereger/Eggenburg) im gesamten Alpen- und Westkarpatenausschnitt einen letzten gemeinsamen Höhepunkt. In der West- und Mittelschweiz wurde die bereits geschaffene Schuppenzone der Jüngeren Inneren Molasse noch weiter nach außen gedrängt. Dabei kam es im südlichen Bereich der Zentralen Molasse zu Abscherungen von Innerer Zentraler Molasse (Savigny 1) und zu ersten Faltenbildungen in der westlichen Mittelländischen Molasse (= Äußere Molasse). – Im ostschweizerisch-süddeutschen Raum entstand erst damals die Jüngere Innere Molasse, die mit Resten ihrer einstigen helvetischen Basis als gefaltetes, losgelöstes und über Zentrale Molasse geschobenes alpines Randelement sicherlich im Bewegungsablauf mehr oder weniger mächtige Schuppenkörper von Innerer Zentraler Molasse ausgeschürft, dann weitgehend überfahren und zurückgelassen hatte. Gegen Osten heben die jeweils südlichen Muldenstränge der Jüngeren Inneren Molasse gemeinsam mit der danach auftauchenden Helvetikumsunterlage aus, bis die Jüngere Innere Molasse südöstlich des Chiemsees vollends verschwindet. – Im Unterinntal mögen gleichzeitig die Herauspressung der Kaisergebirgsscholle, die damit verbundene tektonische Überkippung und Teilüberschiebung der Tertiärmulden von Kössen und Reit sowie ein zusätzliches Vordringen der Tirolischen Einheit insgesamt gegen Norden eingetreten sein. – Zugleich wurde die seit dem höheren Lattorf bestehende, während der Altsavischen Phase wahrscheinlich nur geringfügig gestörte Augensteinaltlandschaft völlig vernichtet, sodaß ihre Existenz bloß indirekt über ihre auf sekundäre und tertiäre Lagerstätten verschleppten Ablagerungen vorstellbar wird. – In Ostösterreich wird das primär östlich des Chiemsees aushebende tektonische Außenglied der Alpen, die Jüngere Innere Molasse, von Schuppenbildungen der Inneren Zentralen Molasse vertreten. Sie sind in dieser Form zunächst bis etwa zur Ybbs verfolgbar. Gleichzeitig mit dem Nordwärtsgleiten der alpinen Decken wurden Innere Molasse und ihre Basis aus Buntmergelserie und Grestener Klippenzone abgeschert und disloziert und der vormalig enge stratigraphische Kontakt der drei Einheiten zerschnitten. Das besondere Untergrundrelief in Oberösterreich mag für den auffallend weiten Nordvorstoß der Inneren Zentralen Molasse verantwortlich sein (Perwang), was sich letztlich auch im Tirolischen Bogen der Kalkalpen und in den vielen Fenstern von Helvetikum innerhalb der Flyschzone äußert. Die Überwindung des scheinbar weit nach Süden morphologisch wirksamen Landshut-Neuöttinger Hochs mochte wohl gleichfalls für das Hochpressen von Helvetikum und Flysch im Verlaufe der Wolfgangseestörung und früher schon, nämlich altsavisch, für die Anlage der Flyschfenster und -halbfenster innerhalb der Nördlichen Kalkalpen an der Windischgarstener Störung Ursache gewesen sein. Weitere hieher zuordenbare Erscheinungen betreffen am nördlichen Beckensaum der Äußeren Molasse den Faziesumschwung von den Jüngeren Linzer bzw. Melker Sanden zum Älteren Schlier nach kurzfristiger Erosionsperiode, im Südwesten der Äußeren Molasse die transgressive Überlappung des Schuppenkörpers der Inneren Zentralen Molasse durch hohes Obereger, das Ende der West-Ostgerichteten, seit dem Rupel anhaltenden Zerrungstektonik in der Zentralen und Äußeren Molasse sowie schließlich die beckenweite Diskordanz zum Eggenburg. – In den Westkarpaten wurden Steinitzer und Pausramer Einheit (= Innere und Innere Zentrale Molasse) von den Subduktionsprozessen erfaßt und von den Flyschdecken überwältigt. Der konsolidierte Block der Zentralkarpaten im Hinterland zerfiel in einzelne verschieden tief absinkende Teilschollen, was das Aufsteigen magmatischer Massen an den Bewegungsbahnen und das Auftreten subsequenten Vulkanismus von rhyolithisch-andesitischer Natur zur Folge hatte. In der Waschbergzone fand noch keine Einengung statt. Dagegen kam es in Teilen des Orogens im Gebiet des späteren Inneralpinen Wiener Beckens und Alpenostrandes zu flexurartigen Abbiegungen, Versteilungen und Südüberkippungen.

Im Anschluß an diese Dislokationen transgredierte das Meer des Eggenburgs in den gesamten hier dargestellten und noch offenen Meeresraum mit deutlicher Diskordanz. Die Waschbergzone wurde überflutet, und es bestand über die zuvor gebildete Querdepression im österreichisch-mährischen Grenzgebiet ein Meeresarm zwischen Molasse- und ungarischem Donaubecken. – Zur Zeit der Oberen Meeresmolasse und Oberen Süßwassermolasse kam es im Westen wiederholt

zu transgressivem Übergreifen über den dort schon manifest gewordenen tektonischen Außenrand des Orogens auf nördliche Partien der Jüngeren Inneren Molasse (Hauchenberg, Auerberg).

Mit der jungsavisch abgeschlossenen Reduzierung helvetischer Kruste in den West- und Ostalpen ist dann bis ungefähr zur Salzach eine Konsolidierung der Raumverhältnisse beobachtbar. Weiter gegen Osten und vor allem im Übergangsbereich zu den Westkarpaten verblieb die Orogenfront noch lange Zeit labil. Das von Westen nach Osten augenfällige „Jüngerwerden" der Ausgestaltung der Alpen- bzw. Westkarpatenperipherie im Norden hat ein auffallendes Gegenstück im retardierenden Auftreten insbesondere vulkanischer Effusiva im Rücken des Orogens wohl als Folgen von Aufschmelzungen und teilweise Granitisationen vorher subduzierter Krustenteile vom Obereozän bis Daz. Das Erlöschen der Tangentialbewegungen im größeren Teil des Alpenausschnittes führte danach auf Grund der in die Tiefe verbrachten leichten Kruste (Helvetikum im Westen, Buntmergeltrog im Osten) im Westen natürlich intensiver als im noch immer unruhigen Osten zu neuerlicher isostatischer Mobilisation der Erdoberfläche. Dieses Schweredefizit unter den alpinen Decken bestimmt bis in die Gegenwart deren stetig aufsteigende Tendenz und eigentliche „Gebirgswerdung". Die nun völlig anders gestaltete Paläogeographie des alpinen Festlandes drückt der gravierende Wechsel der Gesteinsfracht des in die südliche Molasse fluviatil transportierten Detritus aus. Seit dem höheren Obereger, vor allem aber seit dem Eggenburg dominiert der Flysch die Geröllspektren.

Östlich der Ybbs drängte dann die *Jüngstsavische* Dislokation (Wende Eggenburg/Ottnang) im Gefolge alpin-karpatischer geodynamischer Anpassungen den tektonischen Alpenrand schon unter Einbezug eggenburgischer Schichten über den zuvor gebildeten Schuppenbau von Innerer Zentraler Molasse hinweg weiter nordwärts gegen das Massiv, dabei ein jüngeres peripheres Schuppenelement von Innerer Zentraler Molasse schaffend. Nach Westen bis hin in den Raum von Bad Hall sind diese Bewegungen noch in stärkeren An- und Aufpressungen des ersten Schuppenkörpers von Innerer Zentraler Molasse am Alpensaum zu bemerken, klingen aber dann rasch ab. Jenseits der Donau wurde die Waschbergzone vom Sog der Subduktion ergriffen und in enge Schuppenfelder zerlegt.

Im Südosten des alpinen Festlandes bildete sich ab dem Ottnang ein großräumiges zunächst terrestrisches *Binnenbecken,* dessen bis in die Gegenwart erhaltene, tektonisch aber bedeutend eingeengte und zerstückelte Ausdehnung in etwa mit den heutigen Arealen des südlichen Inneralpinen Wiener Beckens und seiner östlichen Randbuchten, des Steirischen Beckens, des Lavanttales und der Norischen Senke zu umschreiben wäre. Die weitflächige Verbreitung basaler Rotlehme zeigt eine vorher lange und intensiv anhaltende Verwitterungsperiode an. Die darauf folgende Masse grobklastischen lokalen Schuttes zeugt von beachtlichen Hebungen des Beckenrahmens, die jedoch bald einem mäßigen Oszillieren der Kruste wichen, was sich im vielfachen Wechsel fluviatiler und limnischer Sedimente mit zeitweiliger Kohlebildung niederschlug.

Auf dem übrigen Festland des Orogens kam es zu morphologischen Prozessen, die beispielsweise auf den Plateaubergen der Nördlichen Kalkalpen in Form eindrucksvoller Reste der *Raxlandschaft* mit Reliefenergien von 200 bis 300 m als älteste Geländemarken erhalten geblieben sind. Ihre sicherlich mehrfach zyklische Entstehung läßt sich nur annähernd mit Eggenburg bis Sarmat datieren.

Mit dem ausklingenden Ottnang verlandete der größte Teil der Molasse südlich der Donau. Fluß- und Seenablagerungen in inniger Verzahnung und Wechsellagerung lassen sich noch bis ins Unterpannon in verschieden mächtigen und geschlossenen Sedimentfolgen belegen. Während des Absatzes dieser Oberen Süßwassermolasse ereigneten sich in der Molasse und auf ihrem nördlichen Rahmen mehrfache *Meteoreinschläge,* wovon die besonders eindrucksvoll überkommenen Impaktkrater des Nördlinger Rieses, des Steinheimer und des mittleren Bodenseebeckens als Beispiele angeführt werden sollen.

Im Verlaufe der *Altsteirischen* Dislokationsphase (Ottnang/Karpat) rückte östlich der Tulln die Orogenstirn weiter vor, womit die „Verjüngung" des tektonischen Alpenaußenrandes gegen Osten nochmals offenkundig wird. Durch diese Bewegungen wurde Robulus-Schlier überfahren und eine dritte Randschuppe von Innerer Zentraler Molasse aufgeschürft unter vermuteter Zurücklassung der beiden älteren Körper von Innerer Zentraler Molasse in der Tiefe. Synchrone Anpressungsphänomene in der Äußeren Molasse repräsentieren die Aufschiebungen von St. Pölten und Anzing – Waltendorf. Nördlich der Donau wurde die Waschbergzone nochmals verschuppt und gemeinsam mit der Steinitzer Einheit unter Flyschbedeckung gegen das Vorland geschoben. Begleiterscheinungen waren die Abscherung der Waschberg-Vorfaltungszone und erste Ansätze dazu der damit tektogenetisch vergleichbaren Pausramer Einheit in Mähren (= alles Innere Zentrale Molasse).

Vom Karpat bis ins Unterbaden dauerte eine Phase intermediären bis sauren *Vulkanismus* als Folge der geodynamischen Vorkommnisse im plattentektonischen Ablauf des Karpatenbereiches, davon westliche Ausläufer im Steirischen Becken und im Lavanttal vorliegen. Ihre weit verbrachten Aschen stellen seit der mikropaläontologisch exakten Einstufung des Geschehens wertvolle stratigraphische Bezugshorizonte überregionaler Art dar.

Die *Jungsteirische* Phase (Karpat/Baden) war für die letzte periphere Gestaltung der Steinitzer Einheit verantwortlich und schuf vollends das tektonische Rand- und Schuppenelement der Pausramer Einheit. Auswirkungen dieser Dislokationen sind auch noch im Nordabschnitt von Innerer Zentraler Molasse und Innerer Molasse jenseits der Donau (= Waschberg-Vorfaltungszone und Waschbergzone s. s.) zu bemerken, wo karpatische Ablagerungen randlich überschoben worden waren. – Im Ottnang und im Karpat wirksame Bruchverstellungen größeren Ausmaßes im Steirischen Becken endeten, und die jüngeren Sedimente bedeckten als Folge der Jungsteirischen Phase diskordant die Basis. Danach sind nur weite bruchlose Absenkungen bekannt geworden. Seit dem Karpat hatte das ehemals terrestrische Großbinnenbecken in zunehmendem Maße Verbindung und Anteil an den marinen Bereichen des Mur- und Raabbeckens von Süden her. Östlich der heutigen Südburgenländischen Schwelle herrschten auf westpannonischem Gebiet nach wie vor festländische Bedingungen. Von dort werden auch die zahlreichen bunten Grobschüttungen bis ins tiefere Obersarmat bezogen.

Das tiefere Unterbaden nördlich der Donau transgredierte bereits über den nun fertigen Schuppenbau von Osten her. Ab dem höheren Unterbaden gewann eine mit der Entstehung des Inneralpinen Wiener Beckens verquickte Bruchtektonik zunehmend an Bedeutung. Eine raschere und weiter raumgreifende marine Ingression in östliche Randgebiete des alpinen Eilandes war das Ergebnis. Spuren der Absenkungen dauern bis in die Gegenwart an. – Mit dem Unterbaden setzte der Zerfall des einheitlichen südöstlichen Binnenbeckens auf alpiner Basis ein. Vorerst wurde die Norische Senke beträchtlich eingeengt und von ihren Nachbargebieten abgetrennt. Das geschah zu einer Zeit, da im selben Meridianabschnitt weiter im Norden an der Orogenfront längst die letzten tangentialen Bewegungen erloschen waren (nacheggenburgisch-vorottnangisch). Vermutlich waren südlich des tektonischen Alpennordrandes unter dem Deckenland weiterhin krustenkonsumierende Prozesse im Gange, die in fortfahrendem Zusammenstauchen des darüber lagernden Deckengebäudes sinnfällig werden.

Im Pannon fand der enorme „Niederbruch" des bis dahin festländischen Westpannoniens statt, während die Absenkungsbewegungen im Steirischen Becken gleichzeitig aufhörten. Eine dazische *vulkanische* Ausbruchsphase basaltischer Natur stand da in randlicher Position mit möglichen initialen Ozeanisierungsvorgängen in Ungarn unmittelbar in Zusammenhang.

Zeitlich verschieden beginnende Hebungen, Aufrichtungen und Steilstellungen sowie tektonische Einklemmungen und Einbrüche innerhalb des alpinen Großbinnenbeckens leiteten schließlich die Zerstückelung und Zerreißung des ehemaligen Verbandes ein (z. B. Kulminationen des Wechsels, der Kor- und der Saualpe etc.). Diese jungen Aufwärtsbewegungen im Osten mögen analoge Ursachen haben wie diejenigen des Westens während des Oligozäns. Infolge der hier jedoch vorwaltend karpatischen Verhältnisse mit bezeichnend verzögerter Plattenkollision hatte die Erosion in der relativ kurz verfügbaren Zeit bislang noch wenig Gelegenheit, etwaig tief begrabene jungalpidisch metamorphe Serien freizulegen.

In den West- und westlichen Ostalpen erfolgten postsarmatisch noch beachtliche Einengungen, die eine kurzfristig auflebende Subduktionstätigkeit irgendwo im Norden der autochthonen helvetischen Massive vermuten lassen. Dabei wurden in der Schweiz die Mittelländische Molasse und der Faltenjura bedeutend gestaucht, während es in Vorarlberg und Süddeutschland (bis etwa in den Raum von Perwang in Oberösterreich) nur zu ostwärts abebbenden Anpressungserscheinungen am tektonischen Orogenaußensaum (wie Randantiklinalbildungen, Randunterschiebungen und überschiebungsähnliche Überkippungen) und zu Versteilungen des ursprünglich flacheren tektonischen Kontaktes von Jüngerer Innerer Molasse zu Gestörter Äußerer Molasse kam. Ob damit zumindest teilweise der junge Vulkanismus in der Schweiz, im Hegau, der Schwäbischen Alb und so fort ursächlich zusammenhing, ist ungeklärt.

Weitere postpannonische Verschmälerungen der Erdoberfläche traten vermutlich im Süden im Bereiche der Karawanken ein, wo es wahrscheinlich im Verlaufe des heutigen Periadriatischen Lineamentes ebenfalls zu erheblichen Krustenverlusten gekommen sein mochte.

Mit der endgültigen Verlandung des Gesamtraumes von Österreich im Pliozän gewannen in noch stärkerem Maße erosive Kräfte im Gefolge der wirksam bleibenden isostatischen Aufwärtsbewegungen der Erdkruste an Einfluß und schufen in Verbindung mit den nachfolgend extre-

men Klimaschwankungen des Pleistozäns langsam das gegenwärtige Landschaftsbild. Die in vielen hunderten Jahrmillionen sich vollziehende erdgeschichtliche Entwicklung hatte im mit diesem Buch erfaßten Oberflächenausschnitt im Laufe des Jungalpidikums allmählich zu jener uns heute vertrauten geologischen und tektonischen Situation Österreichs geführt. Daß sie indessen nicht Abschluß, sondern bloß momentaner Zustand einer weiterschreitenden geodynamischen Evolution ist, möge dem Leser bewußt werden und bleiben.

Literatur: FUCHS W. 1976b; OBERHAUSER R. 1978.

1.5. Das Quartär

Von Ilse Draxler

Mit den Abbildungen 15 und 16

1.5.1. Allgemeines

Das Quartär umfaßt mit dem Pleistozän und Holozän eine Zeitspanne von 1,7 Mio. J., wobei auf das Holozän nur die letzten 10.000 Jahre entfallen. Kennzeichnend für diesen letzten Abschnitt der Erdgeschichte, in dem die Entwicklung des Menschen und seiner Kulturen stattfand, sind die großen Vereisungen innerhalb des mehrmaligen Wechsels von Kalt- und Warmzeiten und die durch die Klimaextreme bedingten einschneidenden Veränderungen in der Verbreitung der Tier- und Pflanzenwelt sowie die Entstehung verschiedener Landschaftstypen, bedingt durch Erosions- und Akkumulationsvorgänge. A. Penck stellte durch seine klassischen Studien in den Alpen, die bis heute grundlegend für die Quartär-Forschung geblieben sind, auf Grund von Moränen und Terrassen die Gliederung des Pleistozäns in Günz-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeit mit drei dazwischenliegenden Warmzeiten auf (A. Penck & E. Brückner, 1909). Namengebend waren Flüsse im bayerischen Alpenvorland. Die einzelnen Kaltzeiten, über deren Dauer mit Ausnahme der Würmzeit noch recht wenig bekannt ist, unterscheiden sich hinsichtlich der Anzahl und Ausdehnung ihrer Gletschervorstöße voneinander. A. Penck errechnete zunächst für diese vier Kaltzeiten eine Dauer von ca. 600.000 Jahren. Seither ist es gelungen, vor der Günzeiszeit auf Grund von fluviatilen Ablagerungen vermutlich noch ältere Kaltzeiten nachzuweisen, die Donau- und Biber-Kaltzeit genannt wurden (B. Eberl, 1930, H. Graul, 1949, I. Schaeffer, 1953, alle zitiert in P. Woldstedt, 1958). Vorlandmoränen dazu wurden bisher nicht gefunden.

Unter Kalt- bzw. Warmzeiten versteht man nach A. G. Cepek (1974): „Eine klimastratigraphische Einheit, in der in Mitteleuropa waldlose arktische bis subarktische Vegetationsverhältnisse bzw. Permafrostbodenerscheinungen nachgewiesen sind oder eine Inlandvereisung durch eine Grundmoräne oder andere glaziale Ablagerungen belegt ist. Eine Warmzeit (Interglazial) ist eine klimastratigraphische Einheit, in der in Mitteleuropa die Vegetationsentwicklung aus subarktischen Verhältnissen über boreale Wälder im Optimum eine Dominanz der thermophilen Gehölzflora erreicht und über boreale Wälder wieder in subarktische Verhältnisse zurückgeht. Von der Warmzeit unterscheidet sich das Interstadial dadurch, daß die Vegetationsentwicklung von arktischen bis subarktischen Verhältnissen im Optimum nur bis zu borealen Wäldern fortschreitet."

Der Beginn des Pleistozäns wurde an der Basis des Calabriano mit der Einwanderung der kälteliebenden Planktonforaminifere *Globorotalia truncatulinoides* (Orbigny) ins Mittelmeer stratigraphisch festgelegt, und im kontinentalen Bereich wird auch noch das Jung-Villafranchium zum Quartär gerechnet. Durch Kombination von Löß-Bodenfolgen bei Krems, die bis an die Basis des Pleistozäns reichen, und von Profilen bei Brünn und Prag konnten auf Grund der Schnekkenfaunen und der absoluten Alterseinstufungen mit paläomagnetischen Messungen bisher 17 Zyklen von Kalt/Warmzeiten mit einem Wechsel von kontinentaler Lößtundra und wärmeliebenden Laubmischwäldern innerhalb der 1,7 Mio. J. wahrscheinlich gemacht werden (J. Fink & G. K. Kukla, 1977). In der Quartärforschung sind in den letzten Jahren mit Hilfe von Spezialuntersuchungen große Fortschritte erzielt worden. Zu den wichtigsten Methoden im kontinentalen Bereich gehören die Pollenanalyse und Bestimmungen der Fauna (Groß- und Kleinsäuger, Mollusken) vor allem zur Erfassung des klimatischen Geschehens und der relativen Altersdatierung. Die Einordnung in das absolute Zeitsystem erfolgt durch Radiokohlenstoffbestimmungen bis ca. 40.000 J. v. h. und neuerdings auch über Paläomagnetismus. Die Lithostratigraphie allein würde für die Chronologie nicht ausreichen (E. Thenius, 1978).

Quartärsedimente, vor allem die der letzten Eiszeit und des Spät- und Postglazials, sind in allen Bereichen Österreichs zu finden. Ihre Mächtigkeit erreicht bis zu 400 m (Vorarlberger Rheintal). Als Zeugen der ehemaligen Vergletscherungen sind als Akkumulationsformen die Grund- und Endmoränen, Oser, Sander, erratische Gerölle und als Erosionsformen Gletscherschliffe, U-Täler und Kare und die übertieften Talbereiche (z. T. mit Seen erfüllt) erhalten.

Vereinzelt liegen aus dem Ostalpenraum bereits umfangreiche quartärgeologische Untersu-

chungen vor, die die räumlich-zeitliche Entwicklung der großen Talgletscher (Enns-, Steyr- und Trauntal) mit Hilfe detaillierter fazieller und stratigraphischer Untersuchungen der Sedimente zur Darstellung bringen (D. VAN HUSEN 1968, 1971, 1975, 1977).

In den unvergletschert gebliebenen Periglazialgebieten treten Permafrostbodenerscheinungen mit Eiskeilen, Kryoturbationen und mächtige Lößbildungen mit dazwischengeschalteten Bodenbildungen auf. Die Erforschung berühmt gewordener Lokalitäten in den Lößgebieten Niederösterreichs (Stillfried a. d. March, Schießstätte Krems, J. FINK et al., 1976) führte zur stratigraphischen Gliederung der Lößablagerungen. Neuerdings wird auch versucht, die Profile mit der Tiefseestratigraphie zu korrelieren (Profil Schießstätte Krems, J. FINK & G. J. KUKLA, 1977). Die Genese der weiten Stromebenen und Talsohlen mit den mächtigen Schotterkörpern der Donau und deren Nebenflüssen von der Wachau bis ins Marchfeld wurde durch die Kartierungsarbeiten von W. FUCHS (1964, 1972, 1977) einer Deutung zugeführt (siehe Kap. 3.13.). Die höher gelegenen Schotterterrassen sind unmittelbar mit dem glazialen Geschehen verknüpfbar.

Zur Entstehung der Eismassen, die die Alpen zum Großteil mit einem Eisstromnetz bedeckten, kam es in erster Linie durch Temperaturerniedrigung und nicht so sehr durch Zunahme der Niederschläge. Während der Zeiten maximaler Vereisung war das Klima kalt und trocken und die jüngeren Eiszeiten sind auch durch zunehmende Trockenheit charakterisiert (M. SCHWARZBACH, 1974), was sich in der immer geringer werdenden Ausdehnung der Gletscher auswirkte, wie die Endmoränen zeigen. Die maximale Eisbedeckung wurde im Ostalpenraum in der Mindel-Eiszeit erreicht.

Die Ursachen der großen quartären Vereisungen in Nordamerika, Europa und Asien sind bis heute noch nicht endgültig geklärt. Es wurden über 50 Hypothesen und Theorien aufgestellt, wie es zur Bildung der großen Vereisungen im Quartär und in früheren geologischen Epochen (Paläozoikum) gekommen sein könnte.

Eingehende und übersichtsweise Darstellungen zu diesen Fragen sind in M. SCHWARZBACH (1974) und E. THENIUS (1974, 1975, 1977) zu finden. Die Hypothesen lassen sich in kosmische und terrestrische Ursachen zusammenfassen. Es sind dies: 1. Veränderungen in der Sonnenstrahlung, 2. Kosmische Nebel, 3. Geometrische Verschiebungen der Erdbahnelemente, 4. Veränderungen der Erdatmosphäre (Durchlässigkeit und Absorbtionsfähigkeit), 5. Bewegungen der Erdkruste durch Kontinentalverschiebung und damit Änderung der Lage von Kontinenten zu den Polen. Abgesehen davon, daß sich das zyklische Klimageschehen dadurch nur schwer erklären läßt, kommt dieser Theorie bei der Erklärung der Entstehung von Eiszeiten am meisten Wahrscheinlichkeit zu.

1.5.2. Methoden der Quartärstratigraphie im kontinentalen Bereich

Neben der detaillierten Kartierung und lithologisch-faziellen Bearbeitung quartärer Sedimente, die bereits zu einer relativen räumlich-zeitlichen Abfolge führen können, brachten auch Methoden nichtgeologischer Fachgebiete große Fortschritte im Wissensstand der Quartärstratigraphie.

Pollenanalyse

Durch die statistische Auswertung des Sporen- und Polleninhaltes von Profilen aus Moor- und Seeablagerungen kann man die klimatisch mögliche Vegetation ganzer Landschaften zur Zeit der Sedimentation ermitteln. Mit Hilfe verhältnismäßig weniger, aber charakteristischer Pollen- und Sporenformen, die nur einem Bruchteil der gesamten Flora entsprechen, läßt sich durch die Darstellung in Pollendiagrammen der Ablauf aufeinanderfolgender Vegetations- und Klimaperioden feststellen, da die Vegetation recht empfindlich auf Klimaänderungen reagiert. Der auf Grund der Änderung von ökologischen Bedingungen gegebene Wandel der Vegetation und Faunenvergesellschaftung und dessen Anwendung für die Stratigraphie wird als Ökostratigraphie bezeichnet, im Gegensatz zur Biostratigraphie, die auf der Evolution beruht (E. THENIUS, 1978). Die Anwendung der Ökostratigraphie ist gerade im Quartär möglich, weil die Arten weitgehend mit rezenten identifizierbar sind, deren ökologische Ansprüche bekannt sind.

Die Pollendiagramme wurden in die nach pollenfloristischen Merkmalen unterscheidbaren Pollenzonen untergliedert, die beziffert werden und die man entweder mit der mitteleuropäischen Grundfolge Zone I–X des Spät- und Postglazials nach F. FIRBAS (1949) korrelieren kann oder in lokale Pollenzonen unterteilt. Damit hat man zunächst eine relative Datierungsmöglichkeit, die man aber durch Radiokarbon-

Magneto-stratigr. Epochen u. Events	Absol. Alter in Jt.	Strati-graphie		Kalt- und Warmzeiten	Vergletscherter Bereich (Alpen – Alpenvorland)		Periglazialbereich	
BRUNHES		HOLOZÄN			Torf, Seesedimente		Zone der rezenten Mäander	
	10	PLEISTOZÄN	JUNGPLEISTOZÄN	SPÄTGLAZIAL „WÜRM"	Torf, Seesedimente Moränen der Abschmelz- und Vorstoßphasen (Bühl, Steinach, Gschnitz, Daun, Egesen) Moränenwälle des Maximal- und Hochstandes Bändertone (z. B. Baumkirchen/Tirol) Schieferkohlen (z. B. Schladming) Torf, Gyttja	Niederterrassen-Schotter	Praterterrasse Plattelschotter Rundschotter Blocklagen Ältere Anteile der heutigen Talböden Löß, Schotter Verlehmungszonen z.B. Stillfried B	
	80			RISS/WÜRM-INTERGLAZIAL	Phosphaterden (Drachenhöhle bei Mixnitz) Seetone (Steinerbach bei Mondsee), Deltaschotter		Stillfrieder Komplex Fließerdebildungen Humusböden z.B. Stillfried Bodenbildungen z.B. Stillfried A	
			MITTELPLEISTOZÄN	„RISS"	Moränen (2 Stände)	Hoch-terrassen-Schotter	Stadt-terrasse (Gänsern-dorfer Terrasse) Löß Plattelschotter Rundschotter Blocklagen	
				MINDEL/RISS-INTER-GLAZIAL	Seetone, Deltaschotter (z.B. Mönchsbergkonglomerat), Hangbrekzien (z. B. Höttinger Brekzie)		Bodenbildungen Rotlehme (z. B. Rudolfs-Ziegelöfen)	
			ALTPLEISTOZÄN	„MINDEL"	Moränen	Jüngere Decken-Schotter	Arsenal-terrasse Löß Plattelschotter Rundschotter Blocklagen	
				GÜNZ/MINDEL-INTER-GLAZIAL			Bodenbildungen	
				„GÜNZ"	Weiße Nagelfluh v. Kremsmünster Moränen	Ältere Decken-Schotter	Wienerberg-terrasse Löß	
MATUYAMA	700		ÄLTESTPLEISTOZÄN	PRÄGÜNZ Wahrscheinlich mehrere Kaltzeiten (z.B. BIBER und DONAU) und Warmzeiten	Terrassenschotter höher als ältere Deckenschotter		Laaerberg-terrasse Bodenbildungen (z.B. „Kremser Boden") Karstspalten- und Höhlenfüllungen Löß Schotter	

Abb. 15. Stratigraphische Tabelle des Quartärs

FLOREN	FAUNEN		KLIMA	URGESCHICHTE DES MENSCHEN
	Vertebraten	Mollusken(Lößschnecken)		
Periode voll ausgebildeter Wälder	Elch *(Alces alces)* Braunbär *(Ursus arctos)* Wolf *(Canis lupus)*		warm-feucht kühl – trocken	jüngere Perioden Neolithikum Mesolithikum
Strauchgesellschaften arktische Tundren Kältesteppen	in Höhlen: z.B. Höhlenbär *(Ursus spelaeus)* Höhlenlöwe *(Panthera spelea)* Höhlenhyäne *(Crocuta crocuta)*	Columella-Fauna *(Arianta arbustorum alpicola, Vertigo parcedentata)*	kalt-trocken arktisch (besonders trocken)	mitteleuropäisches Gravettien: Gravettemesser, feine Schmalklingen (Willendorf II)
montane Nadelwälder	im Löß: Mammut *(Mammonteus primigenius)* Fellnashorn *(Coelodonta antiquitatis)* Rentier *(Rangifer tarandus)* Moschusochse *(Ovibos moschatus)* Steinbock *(Cabra ibex)* Eisfuchs *(Alopex lagoro)* Riesenhirsch *(Megaloceros giganteus)*	Pupilla-Fauna *(Pupilla muscorum, Pupilla sterri, Pupilla loessica)*	Erwärmung	Knochenartefakte
Kräutersteppen		Striata-Fauna	kühl-feucht	mitteleuropäisches Aurignacien (Kerbklingen, Sticheln) z. B. Senftenberg
Wald verschiedener Zusammensetzung, u.a. mit *Taxus, Ilex, Tilia tomentosa* (Steinerbach bei Mondsee)	Nashorn *(Dicerorhinus kirchbergensis)*	*Helicigona banatica* *Aegopis tenuilabris*	warm-gemäßigt 2–3° höheres Temperaturmittel als heute	Mousterien: „Faustkeile", Spitzen und Schaber des Neanderthalers (Gudenushöhle)
Strauchgesellschaften alpine Rasen	Steppenwisent *(Bison priscus)* Mammut *(Mammonteus primigenius)* Wollnashorn *(Coelodonta antiquitatis)*	*Pupilla muscorum* *Trichia sericea* *Vallonia tenuilabris* *Oxychilus, Clausilien* (Hundsheim)	arktisch	
Höttinger Brekzie v.a. mit *Rhododendron, ponticum,* *Vitis silvestris*			warm gemäßigt 3° höheres Temperaturmittel als heute	
	Fauna v. Laaerberg und von Hundsheim Steppennashorn *(Dicerorhinus hemitaechus)* Hundsheimer Bär *(Ursus deningeri)*		arktisch Erwärmung arktisch	artefaktverdächtige Gerölle und Flußgeschiebe (Laaerberg)
	Kleinsäugerfauna von Deutsch-Altenburg von Schichten 2 u. 4 (Mimomys-Faunen)	*Helicigona capeki*	warm möglicherweise mit einer kühleren Phase	
	Elephas planifrons meridionalis	*Helicigona banatica*	arktisch	
	Elefant *(Archidiskodon meridionalis)* Mastodonten *(Mastodon arvernensis)*	*Helicigona capeki* *Gastrocopa serotina*		

datierungen mit der absoluten Zeitskala verknüpft hat. Die Methode der Pollenanalyse wurde in Skandinavien von C. A. WEBER & L. v. POST (1916) für die Gliederung und altersmäßige Erfassung von Torfmooren entwickelt. Die ersten Beschreibungen und Abbildungen von Pollenkörnern aus Torf stammen von dem Schweizer Geologen J. FRÜH aus dem Jahr 1885. Die Anwendung der Pollenanalyse wurde aber auch auf vorwiegend anorganische Sedimente, Ton- und Gyttjaablagerungen erweitert. Bezüglich der Präparationsmethoden, der Darstellungsarten und der Möglichkeit der Aussage von Pollendiagrammen sei auf die einführende Literatur verwiesen (zitiert in H. STRAKA, 1975). Die Unterscheidung der älteren Warmzeiten erfolgt auf Grund des Auftretens und allmählichen Verschwindens bestimmter altertümlicher Florenelemente aus dem Tertiär (*Eucommia, Carya, Pterocarya, Tsuga*). Im Gebiet der Vereisung des Ostalpenraumes reichen die Profile vom Beginn des Würmspätglazials bis in die Gegenwart. Aus der Würmkaltzeit sind bisher nur Pollendiagramme bestimmter Abschnitte vorhanden. Vom Vegetationsablauf des Riß/Würm Interglazials kann man sich auf Grund eines Pollendiagrammes und der Bestimmung der pflanzlichen Großreste (W. KLAUS, 1975) aus einem Seekreideprofil bei Mondsee recht genaue Vorstellungen machen.

Aus den Vogesen, Grand Pile in Frankreich, ist ein Pollendiagramm eines 20 m langen Torf- und Lignitprofiles bekannt, welches die Vegetationsentwicklung des ganzen Jungpleistozäns umfaßt und durch den mehrmaligen Wechsel zwischen bewaldeten Abschnitten und baumloser Steppe genau die Klimaänderungen der letzten Eiszeit zeigt (G. WOILLARD, 1975).

Das längste Pollenprofil Europas ist aus Tenagi-Phillipon in Griechenland bekannt. Von einem Bohrkern von 120 m Länge, der die Basis nicht erreichte, wurden die ersten 30 Meter pollenanalytisch ausgewertet, die alle Klimaschwankungen des Jungpleistozäns zeigen (T. A. WIJMSTRA, 1969).

Dendrochronologie

Diese Methode beruht auf der Möglichkeit, das Alter von Bäumen durch das Auszählen der im jahreszeitlichen Rhythmus gebildeten Zuwachsringe zu bestimmen und auf der Abhängigkeit der Ausbildung der Jahresringe von Umweltfaktoren (Klima, Schädlingsbefall, Blitzschlag). Durch genaue Messungen der Jahresringbreitenschwankungen, die bei den Holzarten am gleichen Standort die gleichen Merkmale zeigen, kann das Alter von datierten Hölzern mit älteren Proben synchronisiert werden (Überbrückungsmethode). Auf diese Weise kommt man zu einer immer weiter zurückreichenden Chronologie. Die Jahresringchronologie spielt besonders für die absolute Datierung von prähistorischen Funden eine Rolle und kann auch für die Altersbestimmung der die Hölzer führenden Sedimentschichten herangezogen werden. Eine überregionale Konnektierung auf Grund der Jahresringmerkmale zur Parallelisierung von Klimaschwankungen ist wegen zu großer Standortsabhängigkeit nicht möglich. Über das Postglazial hinaus reicht diese Methode wegen der zu großen Klimaschwankungen nicht. Die langlebigsten Bäume der Erde, die Borstenkiefern (*Pinus aristata* ENGELMANN) in den White Mountains von Kalifornien lieferten mit 6600 Jahresringen eine bis in prähistorische Zeit zurückliegende Chronologie. Damit ließen sich die Ungenauigkeiten der ^{14}C Daten, die durch Radiokarbonschwankungen der Atmosphäre bedingt sind, korrigieren. In Deutschland gelang es mit den Jahresringfolgen von Eichen eine lückenlose Chronologie bis ins frühe Mittelalter zu erarbeiten. In den letzten Jahren konnte mit Hilfe der dendrochronologischen Auswertung zahlreicher Eichenstammlagen die postglaziale Flußgeschichte des mitteleuropäischen Donaulaufes weitgehend erfaßt werden (B. BECKER 1972, 1978).

An einer subfossilen Eichenstammlage von Rutzendorf aus der Donauterrasse nördlich von Wien konnte auf Grund abweichender Jahresringmuster an Stammscheiben die zeitliche Staffelung durch 3 Chronologien festgestellt werden, die die differierenden ^{14}C Daten bestätigten (B. BECKER, 1972). Auch die subfossilen Eichenstammlagen bei Trübensee im Tullnerfeld lieferten nach B. BECKER zwei verschiedene Chronologien.

^{14}C Datierung oder Radiokarbon-Methode

Diese atomphysikalische Methode wurde von LIBBY (1949) zur absoluten Altersbestimmung subfossiler organischer Substanzen entwickelt. Das Verfahren wird seither weltweit angewendet und leistet u. a. einen wesentlichen Beitrag zur Untermauerung einer detaillierten Stratigraphie des Jungpleistozäns. ^{14}C entsteht in der Stratosphäre durch Reaktionen der Stickstoffatome N^{14} mit den Neutronen der kosmischen Höhenstrahlung unter Bildung von H^1; ^{14}C verwandelt sich mit einer Halbwertszeit von 5730 ±40 Jahren wieder in N^{14}. ^{14}C wird in Form von $^{14}CO_2$ gebunden und verteilt sich gleichmäßig in der gesamten Atmosphäre, durch die Assimilation wird CO_2 von den Pflanzen aufgenommen. Nach

dem Tod verringert sich die ^{14}C Menge kontinuierlich, und zwar immer nach 5730 Jahren jeweils um die Hälfte, d. h. bei einem Alter von 5730 Jahren ist noch 50% an ^{14}C vorhanden, nach 11460 Jahren 25% und nach 40.110 Jahren nur noch 0,78% des ^{14}C Gehaltes, so daß der meßbare Bereich etwa 50.000 Jahre beträgt. Mit speziellen Anreicherungsapparaturen kann bis zu 70.000 Jahren zurückgegangen werden. Für die ^{14}C Konzentration der Atmosphäre ergaben sich auf Grund der Eichkurve mit der Jahresringanalyse von *Pinus aristata* ENGELMANN innerhalb von 6000 Jahren z. T. bedeutende Abweichungen bis zu 1000 Jahren. Das ^{14}C Alter müßte daher in die Kalenderjahre korrigiert werden. Für die ^{14}C Messung wird das organische Material chemisch vorbehandelt, um sekundär infiltrierten Kohlenstoff zu entfernen, dann wird die Probe verbrannt und das CO_2 in Methan übergeführt.

Mit diesem Gas wird ein von den Einflüssen der Umgebungsstrahlung durch eine Bleikammer völlig isoliertes Zählrohr beschickt und die Impulse, die beim radioaktiven Zerfall von ^{14}C entstehen, mit einem Zählwerk gemessen.

Der Informationswert eines ^{14}C Datums hängt sehr wesentlich von der Art der Probenentnahme ab. Es wirkt sich jede Verunreinigung mit jüngerem C verfälschend aus; außerdem dürfen bei der Interpretation von ^{14}C Daten die Schwankungen des ^{14}C Gehaltes in der Atmosphäre nicht außer acht gelassen werden. In bestimmten Fällen können ^{14}C Daten auch zu alt sein, und zwar wenn sie von Gyttjen stammen, die aus Wasserpflanzen entstanden sind, die den Kohlenstoff für die Assimilation aus dem gelösten Bikarbonat des Grundwassers aufnehmen.

Man kann bei Seesedimenten für diesen „See-Effekt" auf Grund der Berechnungen der Sedimentationsrate auf die zeitliche Differenz kommen, wie F. R. AVERDIECK, H. ERLENKEUSER & H. WILLKOMM (1972) zeigen konnten.

Zur ^{14}C Datierung am besten geeignet sind Holz, Holzkohle, Pflanzenreste und Torf. Man benötigt etwa 10 g Trockensubstanz ohne Humusstoffe. Bei Knochen und Geweihen ergibt sich die Schwierigkeit, daß Fremdkohlenstoff nicht entfernt werden kann.

Paläomagnetismus

Die Einstellung von eisenhältigen Mineralien in die Richtung des Erdmagnetfeldes während der Ablagerung der Sedimente wird durch die Diagenese fixiert. Die Messung dieses remanenten Magnetismus von tektonisch ungestörten, genau orientiert entnommenen datierten Sedimenten hat ergeben, daß die Intensität und Richtung des Erdmagnetfeldes in der erdgeschichtlichen Vergangenheit immer wieder gewechselt hat. Die Bestimmung der Richtung des Erdmagnetfeldes läßt sich im allgemeinen bis in das Präkambrium durchführen, wenn nicht durch chemisch-physikalische Prozesse eine Ummagnetisierung erfolgt ist.

Die zeitliche Folge der Epoche mit einem konstanten Magnetfeld ist bekannt und A. COX (1969) hat eine paläomagnetische Datenskala ausgearbeitet, die sowohl die Grenzen zwischen den Epochen angibt, als auch die kürzeren Intervalle, sogenannte „events", während denen die Polarität der Feldrichtung der Epoche entgegengesetzt war. Im Altpleistozän liegt die Grenze der Matuyama Epoche von negativer Polarität zur Brunhes Epoche mit positiver Polarität bei etwa 700.000 Jahren. Dieser Wechsel des Erdmagnetfeldes wurde in Krems/Schießstätte im Löß zwischen den Böden 4 und 5 gemessen, sowie in Červený Kopec (Roter Berg) bei Brünn und Suchold bei Prag, wodurch eine geologische Korrelation zwischen diesen Profilen möglich ist (A. KOCI, 1974).

1.5.3. Abriß der Vegetationsgeschichte des Quartärs in Österreich

Zur Erfassung der Vegetationsentwicklung im Eiszeitalter sind hauptsächlich Tone und Schluffe und damit verbundene Schieferkohlenablagerungen geeignet und herangezogen worden. Für den jüngsten Abschnitt nach der letzten Eiszeit kommen noch die Moor- und Seeablagerungen hinzu. Die von den Höhlenbären in die Phosphaterdeschichten der alpinen Bärenhöhlen eingebrachten Kräuterpollen sind eine wichtige Ergänzung des jungpleistozänen Florenaspektes (I. DRAXLER, 1972). Die Entwicklung der Vegetation ist in diesem Zeitraum von Verdrängung und Wiederbesiedlung geprägt, wobei Veränderungen der Zusammensetzung zu beobachten sind (B. FRENZEL, 1968).

Der früheste in seiner Vegetationsentwicklung bekannte Abschnitt im österreichischen Raum stellt das Riß/Würm Interglazial dar (W. KLAUS, 1975). Das bei Mondsee aufgeschlossene Profil zeigt eine Entwicklung der Flora, die im Riß/Spätglazial anfänglich durch das starke Auftreten von kälteliebenden Steppenpflanzen ge-

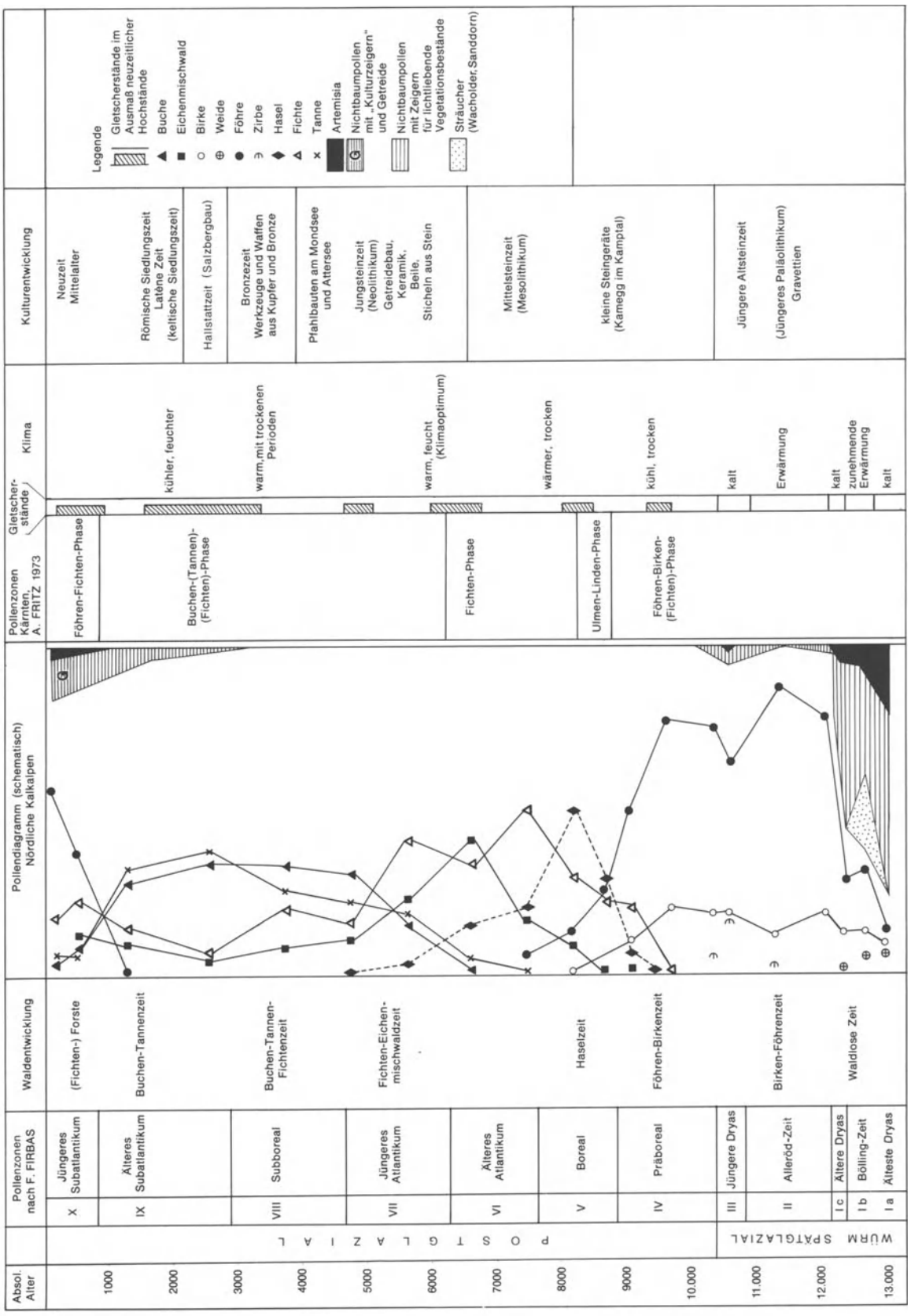


Abb. 16. Ökostratigraphische Gliederung des Spät- und Postglazials im Ostalpenraum

kennzeichnet ist. Der allmähliche Übergang zu wärmerem Klima wird durch das Vordringen der Kiefer geprägt. Von kleineren Klimarückschlägen unterbrochen, ging diese Entwicklung weiter, bis sich mit Beginn der Interglazialzeit die wärmeliebenden Elemente wie Fichte, Erle und Ulme auszubreiten beginnen. Der Höhepunkt des Interglazials wird dann von dem starken Auftreten von Ulme, Eiche, Hasel, Eibe, Hainbuche und Tanne zusammen mit Stechpalme, Mistel und Efeu geprägt, die eine Pflanzenvergesellschaftung einer gegenüber heute etwas wärmeren Zeit anzeigen. Die bekannte artenreiche Flora der Höttinger Breccie bei Innsbruck enthält Elemente der pontischen Flora (z. B. *Rhododendron ponticum* LINNÉ) und deutet auf ein gegenüber heute wärmeres Klima des Mindel/Riß-Interglazials (R. v. KLEBELSBERG, 1935). Der erste Abschnitt der Würmeiszeit im alpinen Raum konnte leider bis heute noch nicht erfaßt werden.

Die älteste würmzeitliche Flora war im Freibachtal (Kärnten) aufgeschlossen. Mehrere Radiokarbondatierungen ergaben ein Alter von 37.900–31.600 v. h. (A. FRITZ, 1975, H. FELBER & D. VAN HUSEN, 1976).

Die Pollenflora zeigt ein Waldbild, das etwa dem heutigen entspricht und einen allmählichen Rückgang der Bewaldung gegen Ende des Abschnittes infolge zunehmender Abkühlung. In diesem Zeitraum oder knapp danach bildeten sich nach den ^{14}C Daten und Pollenanalysen auch die Schieferkohlenablagerungen im Gailtal, von A. FRITZ (1971) als Interglazial, neuerdings als Innerwürm (A. FRITZ, 1978) eingestuft, und bei Schladming (I. DRAXLER & D. VAN HUSEN, 1978). Die weitere Klimaverschlechterung, die bereits zu einer Verdrängung der Waldvegetation im Alpenkörper geführt hat, zeichnet sich in den mächtigen Bändertonablagerungen von Baumkirchen bei Innsbruck in einem Zeitraum zwischen 31.000 J. v. h. bis 25.000 J. v. h. (F. FLIRI et al., 1970) ab. In dem periglazialen Lößgebiet ist auf Grund der Pollenanalyse der fossilen Bodenbildung von Stillfried B vor ca. 28.000–26.000 J. v. h. mit einem subalpinen Fichtenwald zu rechnen (B. FRENZEL, 1964).

Danach erfolgte dann der endgültige Hauptvorstoß der Würmvergletscherung, der ungefähr um 20.000 J. v. h. den Höhepunkt erreichte und durch den alle Waldelemente auf Refugialstandorte verdrängt wurden. Nach einem sehr bald und rasch fortschreitenden Eisrückzug aus den weitesten Bereichen der alpinen Täler (D. VAN HUSEN, 1977) setzte die spärliche Wiederbesiedlung mit einer Mischflora aus subarktischen und alpinen sowie östlichen Steppenelementen schon vor den ersten deutlichen spätglazialen Gletscherständen ein. Die pflanzlichen Fossilien dieser Zeit sind hauptsächlich in den Schluffablagerungen der kurzlebigen Stauseen der Eiszerfallslandschaft erhalten, auf denen dann in der weiteren Folge unter den günstigeren Klimabedingungen des ausgehenden Spätglazials (Ende Ältere Dryas, Beginn Alleröd) Moore zu wachsen begannen, die in dem ozeanisch beeinflußten Klimabereich im Postglazial das Hochmoorstadium erreichten (z. B. Salzkammergut, Vorarlberg).

Im Zuge einer langsam fortschreitenden Erwärmung, die nur von den kurzen Rückschlägen der ersten spätglazialen Gletschervorstöße (F. MAYR & H. HEUBERGER, 1968, G. PATZELT, 1975, D. VAN HUSEN, 1977) unterbrochen wurde, entwickelte sich aus der Kältesteppe parallel zur stetigen Verbesserung des Bodens eine sich allmählich schließende Vegetationsdecke. Diese leitete in die Strauchphase des Böllings über, der ersten in den ganzen Ostalpen erfaßbaren wärmeren Periode. Sie ist durch Sanddorn, Wacholder, Weide und Birke geprägt. In das Ende dieser Phase vor etwa 12.500 J. v. h. fällt auch die zunehmende Wiederbewaldung mit Kiefern (I. DRAXLER, 1977) , im Tiroler Raum allerdings früher (I. BORTENSCHLAGER, 1976) als im Salzkammergut. Der folgende Klimarückschlag der Älteren Dryas ist an den Pollendiagrammen aus den Mooren z. T. nur schwach ablesbar und wirkt sich nur in der Verzögerung der Kiefernausbreitung aus, z. T. ist er deutlich erkennbar. Nach dieser Klimaverschlechterung, die nur mehr unbedeutende Gletschervorstöße (Daun) bewirkte, erfolgte die Massenausbreitung der Kiefer in der darauffolgenden Periode des Alleröds, die zum ersten Mal nach dem Rückzug der Gletscher zu geschlossenen Wäldern, bzw. der Bestockung mit Kiefern führte (A. FRITZ, 1973, W. KLAUS, 1967, M. BOBEK & R. SCHMIDT, 1976, I. DRAXLER, 1977).

Die Kiefernzeit wird vor dem Einsetzen der postglazialen Wiederbewaldung von einer sich durchwegs in den Pollendiagrammen nur relativ schwach abzeichnenden Klimaverschlechterung in der Jüngeren Dryas unterbrochen, die nur eine geringe Auflockerung der Wälder bewirkte. Mit dieser regressiven Phase endete um etwa 10.200 J. v. h. das Spätglazial.

Für die Stratigraphie des Postglazials mit Pollenzonen (nach F. FIRBAS) und deren Abgrenzung durch ^{14}C Daten sind vor allem die in Österreich weit verbreiteten Moore (besonders die Hochmoore) von Bedeutung (Verteilung der Moore siehe: Übersichtskarte der Moore Österreichs, herausgegeben von der Medizinischen Moorkommission, 1935, Maßstab 1:625.000). Wie oben erwähnt, bildeten sich viele Hoch-

moore unter feucht-kühlen Klimabedingungen über einem grundwasserbeeinflußten Niedermoor-Stadium nach der Verlandung spätglazialer Seen. Die hochmoor-reichste Gegend von Österreich ist das Waldviertel, wo die Hochmoor-Entstehung noch durch den sauren kristallinen Untergrund besonders begünstigt wird. Seit Beginn des Postglazials waren die Gletscher auf das Ausmaß von 1850-Ständen zurückgeschmolzen (G. PATZELT, 1972, D. VAN HUSEN, 1977) und verhältnismäßig geringe Waldgrenzverschiebungen wirkten sich nur in den Pollendiagrammen hochgelegener Moore deutlich aus (S. BORTENSCHLAGER, 1972). Generell folgt auch die Entwicklung der Verteilung der Baumarten nördlich des Alpenhauptkammes der mitteleuropäischen Grundsukzession (F. KRAL, 1972). In Kärnten (A. FRITZ, 1967) und im Waldviertel (P. PESCHKE, 1972) weicht sie davon ab. Im Präboreal dringen Hasel, Fichte und Eichenmischwaldelemente in die lichten Kiefern-Birkenwälder ein. Im Boreal wird die Hasel dominant. Im Atlantikum kommt es zur Rückwanderung von Buche und Tanne, die im Subboreal waldbildend werden. Erst im Subatlantikum, besonders im jüngeren Teil, kommt es neuerlich zu einschneidenden Veränderungen in der Waldzusammensetzung und den Höhenstufengrenzen durch die intensive Rodungstätigkeit und forstwirtschaftlichen Maßnahmen des Menschen.

1.5.4. Übersicht über die Quartärfaunen

Die Formenfülle der eiszeitlichen Tierwelt ist auf österreichischem Gebiet von zahlreichen Fundstellen aus terrestrischen und Süßwasserablagerungen bekannt geworden (K. EHRENBERG, E. THENIUS, R. SIEBER, H. ZAPFE, zit. in E. THENIUS, 1974, 1975). Für die biostratigraphische Einstufung von Schottern, Sanden, Spaltenfüllungen und Höhlensedimenten sind vor allem die Funde von Säugetierresten (Knochen und Zähne von Groß- und Kleinsäugern) herangezogen worden. In den Lößablagerungen gehören Schnecken zu den häufigsten Fossilien. Die Faunen des Quartärs unterscheiden sich wesentlich von denen des Tertiärs und nur noch wenige Formen haben ähnlich wie in der Pflanzenwelt die Pliozän/Pleistozängrenze überschritten. Zu den wenigen altertümlichen Faunenelementen, die zu Beginn des Quartärs noch auftreten, gehören z. B. Mastodonten. Während der pleistozänen Kalt- und Warmzeiten ist im Gegensatz zur Pflanzenwelt in der Tierwelt bei einigen Tiergruppen (Elefanten, Bären, Wühlmäusen) eine Fülle von neuen Formen entstanden. Am Ende des Pleistozäns ist eine ganze Reihe von Großsäugern ausgestorben (Höhlenhyänen, Höhlenbär, Mammut). Durch den Eingriff des Menschen in die Naturlandschaft ist die Tierwelt in historischer Zeit noch um Ur, Braunbär, Wolf, Wisent, Elch, Luchs, Goldschakal, Bartgeier und Waldrapp verarmt. Zu den bekanntesten Wirbeltierfundstellen aus der älteren Eiszeit gehören die Hundsheimer Spalte und die Karstspalten und -höhlen des Pfaffenberges bei Deutsch-Altenburg, deren formenreiche Kleinsäugerfaunen erst in letzter Zeit eingehend bearbeitet wurden (G. RABEDER, 1972a, 1972b, 1973, zit. in E. THENIUS, 1975). Bestimmte Arten von Chiropteren und Insektivoren sind für die Beurteilung des Biotops von besonderer Bedeutung, und auf Grund der raschen Evolution eignen sich besonders die Wühlmausarten für eine chronologische Gliederung des Altpleistozäns.

Die genaue stratigraphische Einstufung der bekannten Höhlenbärenfaunen und ihrer Begleitfauna von Mixnitz, der Salzofenhöhle im Toten Gebirge und der Schlenkendurchgangshöhle in der Osterhorngruppe ist bisher nicht möglich gewesen, da die Faunenelemente keine Evolution erkennen lassen. Erst auf Grund von neuentwickelten physikalischen und chemischen Datierungsmethoden wurde das absolute Alter von Knochen aus der Bärenhöhle von Mixnitz mit ca. 80.000 J. v. h. bestimmt (P. EISENBARTH, 1975), so daß damit diese Fauna in das Riß/Würm-Interglazial gestellt werden könnte.

Die Bearbeitung der in Lößablagerungen häufigen Schneckenfaunen aus bekannten Quartärprofilen Ober- und Niederösterreichs zeigten deutliche Unterschiede zwischen Kalt- und Warmzeitfaunen (H. BINDER, 1977). Die jungpleistozänen Klimaschwankungen drücken sich in den Profilen der trockenen Lößlandschaft deutlich in dem Wechsel von Striata-, Pupilla- und Columella-Faunen aus. Im Mittelpleistozän sind in den einer Warmzeit entsprechenden Bildungen mehrere Gastropodenfaunen enthalten. Die altpleistozänen Warmzeiten sind durch Leitfossilien charakterisiert, die für wärmeres, kontinentales und zunehmend trockenkaltes Klima typisch sind. Über die älteren Kaltzeitfaunen ist noch wenig bekannt.

Der Wechsel der Schneckenfaunen innerhalb der Lößprofile entspricht den durch die Klimaschwankungen verursachten Änderungen im Bio-

top. Die ökologische Interpretation stimmt daher auch gut mit den pedologischen Befunden überein. Innerhalb der Profile lassen sich verschiedene ökologische Gruppen unterscheiden.

1.5.5. Das Ältest-, Alt- und Mittelpleistozän

Nach der allgemeinen Gliederung des Eiszeitalters umfaßt das Ältestpleistozän Günz und die älteren Kaltzeiten (Donau- und Biberkaltzeit) mit den dazwischenliegenden Warmzeiten, das Altpleistozän die Günz/Mindelwarmzeit und Mindel, das Mittelpleistozän Mindel/Riß und Riß. Letzteres wird von manchen Autoren schon zum Jungpleistozän gerechnet (P. WOLDSTEDT, 1958).

Im Bereich des Salzburgisch-Oberösterreichischen Alpenvorlandes sind die vier alpinen Eiszeiten Günz, Mindel, Riß und Würm auf Grund von Moränen und den unmittelbar daraus hervorgegangenen Terrassensystemen nachweisbar.

A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909) unterschieden zwischen „Älterem Deckenschotter" (Günz), „Jüngerem Deckenschotter" (Mindel), „Hochterrasse" (Riß) und „Niederterrasse" (Würm), wobei diese Terrassen jedoch keineswegs ausschließlich kaltzeitliche Bildungen darstellen (G. J. KUKLA, 1976). Die zu den älteren Deckenschottern gehörigen Endmoränen der Günzeiszeit wurden erst wesentlich später von L. WEINBERGER (1950, 1955) und von H. KOHL (1955, 1958) entdeckt und beschrieben.

Unterscheidungsmöglichkeiten der verschieden alten fluvioglazialen Schotterablagerungen sind trotz lithologisch ähnlicher Beschaffenheit auf Grund der Untergliederung der an Mächtigkeit und Intensität zunehmenden Verwitterungshorizonte gegeben (H. KOHL, 1968). Das gleiche gilt für Moränen, die z. T. ebenfalls auf Grund der Verwitterungsintensität einzeitbar sind.

Die alt- und mittelpleistozänen Lockersedimente (Moränen, glaziofluviatile Schotter) im Bereich der alpinen Vereisung sind nur in Spuren erhalten oder, da sich die Ablagerungen der aufeinanderfolgenden Kalt/Warmzeitzyklen, immer auf Kosten der jeweils vorhergehenden, Raum und Substanz geschaffen haben, auch weitgehend verschwunden oder umgelagert. Die Gliederung alt- und mittelpleistozäner Abschnitte sowie die Abgrenzung zum Pliozän ist daher auch nur in Räumen geringerer Vorlandvergletscherung oder in den Lößgebieten durchführbar.

Reste prägünzzeitlicher kaltzeitlicher Schotterfluren sind durch H. GRAUL (1937) und L. WEINBERGER (1955) (Eichwaldschotter) und H. KOHL (1955) bekannt geworden. Aus den älteren Warmzeiten sind in den vergletscherten Gebieten nur vereinzelt Hangbrekzien (D. VAN HUSEN, 1968, 1975b, 1977) vom Typ der Höttinger Brekzie und Konglomerate, z. B. das Mönchsbergkonglomerat, erhalten geblieben, die von den gewaltigen kaltzeitlichen Ausräumungsvorgängen nicht berührt worden sind. Die verschieden weite Ausdehnung der Gletscher läßt sich aus der Lage der Endmoränen im Alpenvorland ableiten. So endete der Traungletscher im Günz bei Lindach, im Mindel bei Laakirchen-Eisengattern, im Riß während des jüngeren Maximalstandes ca. 7 km nördlich Gmunden und im Würm bei Gmunden (D. VAN HUSEN, 1977). Nach D. VAN HUSEN (1975a, 1977) entspricht die Zweiteilung der Rißendmoränen am Nordrand der Alpen Oberösterreichs nur einer Oszillation des Rißgletschers, da keine Verwitterungshorizonte warmzeitlicher Phasen zwischengeschaltet sind. Ebenso kann ein Maximal- und Hauptstand der Würmgletscher nördlich und südlich des Alpenhauptkammes als Oszillation angesehen werden (D. VAN HUSEN, 1977).

Nach A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909) sind die während der Mindeleiszeit abgelagerten Schotter besonders stark verwittert, woraus geschlossen wurde, daß die Warmzeit zwischen Mindel und Riß besonders lang war und daher als „großes Interglazial" bezeichnet wurde. Die geologischen Beobachtungen reichen jedenfalls nicht aus, um den Klimaverlauf der älteren Kalt- und Warmzeiten vor dem Riß/Würm genauer zu analysieren. Die Parallelisierung der alpinen Eiszeitgliederung mit der niederländischen und norddeutschen ist sehr schwierig.

Eine bis an den Beginn des Pleistozäns zurückreichende, detailliertere Quartärstratigraphie erhält man anhand durchgehender Lößprofile mit den dazwischengeschalteten Bodenbildungen aus der „trockenen Lößlandschaft" Österreichs (Krems/Schießstätte) und der ČSSR (bei Červený Kopec, Brünn und Prag). Unter Anwendung paläopedologischer Untersuchungen, paläomagnetischer Messungen und Bestimmung der Schneckenfauna ist man bei Kombination der obengenannten Profile auf 17 Kalt/Warmzeitzyklen während des Pleistozäns gekommen, die sich mit den Klimakurven, die aus den $^{16}O/^{18}O$ Isotopenbestimmungen aus Foraminiferengehäusen in Tiefseesedimenten gewonnen

wurden, korrelieren lassen (J. FINK & G. J. KUKLA, 1977).

Das Löß-Bodenprofil Krems/Schießstätte enthält die Grenze der Brunhes- und Matyamaperiode (0,7 Mio. J.) zwischen den Böden 4 und 5 bei insgesamt 11 Böden und ist daher das einzige bisher bekannte Lößprofil Mitteleuropas, wo auch die ältesten Abschnitte des Pleistozäns erfaßt sein dürften. In diesem Profil sind mindestens 9 volle Eiszeitzyklen zwischen dem Ende Olduvai und der Brunhes-Matyama Grenze nachweisbar.

1.5.6. Der Ablauf des Jungpleistozäns

Erhaltene Sedimente des Riß/Würm Interglazials im alpinen Raum sind vor allem Deltaschotter und Seetone von ehemaligen Seenbekken. Die Kenntnis der Klima- und Vegetationsentwicklung vom Spätriß bis in die ausgehende Warmzeit im Ostalpenraum beruht auf der pollenanalytischen Untersuchung und Bestimmung der Großfunde fossiler Pflanzen aus einem Profil von Seesedimenten bei der Autobahnbrücke Mondsee (W. KLAUS, 1975). In dem Pollendiagramm zeichnet sich ein charakteristischer Floren- und Vegetationswandel ab, der mit einer subarktischen Tundrenphase des Spätriß an der Basis beginnt und über mehrere Waldphasen bis zur Weißbuchen-Tannenzeit im ausgehenden Riß/Würm Interglazial reicht. Im Wärmeoptimum war die Eibe zusammen mit Fichte und Hasel mit hohem Prozentsatz am Waldbild beteiligt. Die Temperaturen dürften im Durchschnitt um 2–3° über den heutigen gelegen gewesen sein. Tertiäre Florenelemente fehlen vollständig. Durch weitere Grabungen soll auch noch in einem höheren Profilabschnitt der Übergang in das Frühwürm erfaßt werden (W. KLAUS, 1976). Aus diesem frühglazialen Abschnitt, der in den von der nordeuropäischen Vereisung beeinflußten Gebieten (Niederlande, Dänemark) die Interstadiale von Amersfort (um 68.000 J. v. h.), Brørup (61.000 J. v. h.) und Odderade (56.000 J. v. h.) umfaßt, sind bisher aus dem Alpenraum keine stratigraphisch sicher zuordenbaren Sedimente bekannt geworden. Dies führte auch zu einer ziemlichen Verwirrung in der Gliederung und Benennung würmzeitlicher Abschnitte.

Nur im Periglazialgebiet gibt es in der trockenen Lößlandschaft einige typische Profile von jungpleistozänen Löß-Bodenfolgen, wie z. B. in Stillfried a. d. March. Dieses Profil enthält mehrere Bodenbildungen, die nach J. FINK (1976) als stratigraphische Leithorizonte angesehen werden können. Der liegende braune Verlehmungshorizont entspricht dem Riß/Würm Interglazial. Der folgende Humushorizont wird mit dem Amersfoort-Interstadial parallelisiert, der obere Humushorizont dem Brørup-Interstadial zugeordnet (B. FRENZEL, 1964). Darüber folgt wieder eine mächtige Lößschichte, die durch einen fossilen Boden (Stillfried B) unterbrochen wird. Der Boden hat nach den ^{14}C Daten ein Alter von ca. 28.000 J. v. h. Die zwischen dem Brørup und Stillfried B gelegenen Interstadiale Nordwesteuropas, Odderade-, Moershoofd-, Hengelo- und Denekampinterstadial (W. H. ZAGWIJN & R. PAEPE, 1968), sind in den niederösterreichischen Lößprofilen zumindest pedologisch nicht nachweisbar.

Pflanzliche und tierische Fossilfunde in den Bändertonen von Baumkirchen bei Innsbruck brachten auf Grund von mehreren ^{14}C Daten von 31.000–26.000 J. v. h. den Nachweis, daß das Inntal während des Würmglazials in diesem Zeitraum eisfrei gewesen sein muß (F. FLIRI et al., 1970). Damit wurde der Zeitraum für die Bildung und den Rückzug des Inntalgletschers im folgenden Hochglazial auf nur 10.000 Jahre eingeengt. Seit diesen bedeutenden Ergebnissen ist eine ganze Reihe von Fundstellen aus dem Alpenraum bekannt geworden, deren organischer Inhalt ähnliche Radiokarbondaten ergab und von denen auf Grund von Pollenanalysen oder Holzbestimmungen geschlossen werden kann, daß in der Umgebung eine Gehölzvegetation bestandbildend war. Vor der Maximalvergletscherung des Würm haben auf jeden Fall eine oder mehrere interstadiale Phasen zu einer beträchtlichen Erwärmung geführt. Die genaue Gliederung des Abschnittes vom Beginn des Würms bis zum Hochglazial mit der Zahl und Dauer der Gletschervorstöße ist noch nicht bekannt.

Die unterhalb von Schottern aufgeschlossenen Schieferkohlen bei Schladming a. d. Enns lieferten ein ^{14}C Alter von 31.000 J. v. h. Die Vegetationszusammensetzung auf Grund der Pollenflora entspricht einem subalpinen Fichtenwald. Die Tendenz einer Klimabesserung wird durch die Zunahme der Tanne in der Schieferkohle angedeutet (I. DRAXLER & D. VAN HUSEN, 1978). Ein übereinstimmendes Ergebnis hinsichtlich der Flora und des ^{14}C Alters zeigte auch ein Gyttjahorizont unterhalb einer Moräne bei Hohentau-

ern (I. DRAXLER & D. VAN HUSEN, 1978). Die pollenanalytische Untersuchung in einem Profil durch jungpleistozäne Feinsedimente über Älteren Deckenschottern bei Haag in Niederösterreich durch W. KLAUS in H. FISCHER (1971) ergab eine ähnliche Vegetation in der Zeit um 32.000 J. v. h. Weiters seien nochmals die Seesedimente von Freibachtal in Kärnten erwähnt, die im Liegenden der Würmmoräne mit 38.000–33.000 J. v. h. datiert sind (H. FELBER & D. VAN HUSEN, 1975) und nach A. FRITZ (1975) durch eine Waldvegetation mit Fichte, Buche und Tanne gekennzeichnet sind. Einem vergleichbaren Zeitabschnitt gehören die Schieferkohlen von Nieselach an, die auch ein ähnliches Pollenbild zeigen (A. FRITZ, 1971). Nadelhölzer und Torffunde in Schottern bei Schwarzach/Salzburg, die ein Radiokohlenstoffalter von 36.000 J. v. h. und ein zweites älter als 36.000 Jahre ergaben, sind ein weiterer Hinweis auf eine mittelwürmzeitliche Klimabesserung vor dem Hauptvorstoß der Gletscher im alpinen Raum (H. SLUPETZKY, 1976). Die mächtigen Bändertonablagerungen von Baumkirchen im Inntal mit ihrer spärlichen Pollenführung einer tundrenzeitlichen Vegetation wurden offenbar am Ende dieser interstadialen Phase am Übergang zu glazialen Klimaverhältnissen zwischen 30.000 und 26.000 J. v. h. sedimentiert. Daher konnte erst danach die auf Grund von Moränen nachgewiesene maximale Würmvereisung im Ostalpenraum eingesetzt haben. Während des Hochglazials bildeten sich zuerst Talgletscher, die im Westen zu einem Eisstromnetz zusammenflossen und eine Eismächtigkeit bis zu 1500 m Dicke erreicht haben, so daß nur mehr die höchsten Gipfel als Nunatakker herausragten.

Auf Grund der Endmoränenwälle muß der Inntalgletscher bis Wasserburg am Inn vorgestoßen sein. Der Salzachtalgletscher reichte ebenfalls noch bis ins bayrische Alpenvorland, und ein Zweig des Traungletschers endete bei Gmunden (H. KOHL, 1969, D. VAN HUSEN, 1977) und erreichte damit gerade noch den Alpenrand. Vom Ennsgletscher, dem letzten Eisstrom (D. VAN HUSEN, 1968) ostwärts stießen die Gletscher nicht mehr bis zum Alpenrand vor. Die Ursache dafür sind die geringer werdenden Niederschläge und die niedriger werdende Gebirgshöhe. Das Ausmaß der Vergletscherung wird von der Plateauvergletscherung der Nördlichen Kalkalpen bis zur Lokalvergletscherung einzelner Kare am Alpenostrand (P. BECK-MANNAGETTA, 1953) immer geringer (H. NAGL, 1972). Auch im österreichischen Anteil des Böhmerwaldes waren Kargletscher ausgebildet (P. ERGENZINGER, 1967).

Außer den Moränenwällen sind zahlreiche Drumlins in den Zweigbecken und Osformen sowie steile Sander zwischen Moränen und Terrassen Zeugen ehemaliger Vergletscherung.

Die Höhengrenze, bis zu der sich das ganze Jahr hindurch eine geschlossene Schneedecke hielt, lag in Europa gegenüber heute wahrscheinlich um 1200 m tiefer (A. PENCK & E. BRÜCKNER, 1909). Aus der Schneegrenzlage kann auch auf die Temperaturabsenkung geschlossen werden. Demnach lagen die Julitemperaturen noch um mehrere Grade unter denjenigen, die heute die polare Waldgrenze kennzeichnen. Während des Würmmaximums herrschte nicht nur ein kaltes, sondern auch ein ausgesprochen trockenes Klima. Zeugen dafür sind die Steppenelemente in der Fauna und Flora (B. FRENZEL, 1967).

In den Periglazialgebieten kam es unter dem extrem trocken-kalten Klima zu ausgedehnter Lößakkumulation. Als Spuren des Hochglazials in den Periglazialgebieten sind außerdem Kryoturbationserscheinungen, Solifluktion und Kryoplanation als Beweise von Dauerfrostböden erhalten. Nach der heutigen Verbreitung von Dauerfrostböden in Alaska und in Sibirien kann man auf eine mittlere Jahrestemperatur unterhalb –2° schließen (B. FRENZEL, 1967). In Mittelgebirgslagen kam es wie z. B. in den östlichen Karawanken (D. VAN HUSEN, 1975b) zur Entstehung von mächtigen Schuttströmen.

Der Höhepunkt der letzten Inlandvereisung lag sowohl in Nordeurasien als auch in Nordamerika übereinstimmend bei 20.000–18.000 J. v. h. Gleichzeitig kam es auch zu einer enormen Vergrößerung der Sandwüsten auf der Nord- und Südhalbkugel (M. SARNTHEIN, 1978). Während des letzten Hochglazials aber war nicht nur der ganze Raum zwischen nordischer und alpiner Vergletscherung waldlos, sondern nach neueren pollenanalytischen Untersuchungen war auch das europäische Mediterrangebiet größtenteils nicht von geschlossenem Wald bedeckt (T. A. WIJMSTRA, 1975). Es herrschte eine Steppenvegetation mit *Artemisia* und Chenopodiaceen, und es dürfte höchstens vereinzelt Waldinseln gegeben haben, die auch die Refugien der Laubwälder darstellten. Es ist anzunehmen, daß auch im Mittelmeerraum kalttrockenes Klima herrschte. Die Beweise sprechen gegen eine feuchtkalte Pluvialzeit im Mediterrangebiet. Der früheste Zeitpunkt des Zerfalls des Eisstromnetzes im Ostalpenraum ist noch nicht bekannt. Vermutlich waren die Täler z. T. schon vor 15.000 J. v. h. eisfrei (D. VAN HUSEN, 1977). Aus den großen spätglazialen Seen, die sich nach dem Eisrückzug bildeten, sind Seetone und Deltaschotter vorhanden. Im Zuge der Seeverlandung konnten bereits im Spätglazial zahlreiche Moore entstehen.

Die spätglazialen Gletschervorstöße in den Alpen werden hauptsächlich nach Gletscherständen des Inntal-, Gschnitztal- und Stubaitalgletschers benannt (Bühl, Steinach, Gschnitz, Daun und Egesen, H. HEUBERGER, 1968). Die genaue chronologische Abfolge dieser klassischen spätglazialen Gletscherstände ist noch nicht ganz geklärt, doch wurde der zeitliche Ablauf spätglazialer Gletscherstände erstmals mit der ^{14}C Datierung und Pollenanalyse zahlreicher Moorprofile im Tiroler Raum von G. PATZELT und S. BORTENSCHLAGER (G. PATZELT, 1975) ab etwa 13.000 J. v. h. weitgehend erfaßt. Für das Trauntal konnte ebenfalls die Abfolge der Abschmelz- und Vorstoßphasen des Eisstromes im Spätglazial auf Grund der Kartierung und ausführlicher fazieller Studien, sowie mit Hilfe der ^{14}C Daten und Pollenanalysen von Mooren festgelegt werden (D. VAN HUSEN, 1977), wobei den einzelnen Stadien Lokalnamen gegeben wurden. Die ersten beiden Vorstoßphasen (Ischler Stand und Jochwand Stand) dürften nach einem ^{14}C Datum von 15.400 ±470 J. v. h. aus einem Moor bei Bad Mitterndorf bereits um 17.000–16.000 v. h. stattgefunden haben. Etwa um 9500 J. v. h., in der Mitte des Präboreals, waren die Gletscher auf die heutige Größe zurückgegangen (G. PATZELT, 1972).

Die würmzeitlich akkumulierten Schotterterrassen entlang der Donau und anderer Flüsse (z. B. March, Traisen, Pielach) wurden während des Postglazials wieder umgelagert und durchmischt, wobei auch zahlreiche Baumstämme, vorwiegend von Kiefern und Eichen, gelegentlich auch von Ulmen und Weiden in die Schotterkörper gelangt sind (L. PIFFL, 1971; W. FUCHS, 1972).

1.5.7. Ur- und frühgeschichtliche Entwicklung des Menschen

Die Reste der aufeinanderfolgenden Kulturformen des Menschen sind an eiszeitliche und nacheiszeitliche Ablagerungen gebunden, und daher lieferten auch die ur- und frühgeschichtlichen Funde dem Geologen wichtige Daten für die Chronologie quartärer Schichten. Der altsteinzeitliche Mensch war gezwungen, dem Eis auszuweichen und zog deshalb auch in den eisfreien Lößsteppen als Wildbeuter umher oder suchte günstig gelegene Höhlen auf. Die ältesten überlieferten Geräte des Altpaläolithikums in Österreich sind Handspitzen aus plattförmigem Feuerstein aus der Gudenushöhle bei Hartenstein an der Kleinen Krems in Niederösterreich, die dem Neandertaler zugeschrieben werden. Altsteinzeitlich sind weiters die alpinen Höhlenbärenjagdstationen der Höhlenbärenjäger, die Salzofenhöhle im Toten Gebirge (2000 m) und die Schlenken-Durchgangshöhle in der Osterhorngruppe, deren Kulturschichten neben Holzkohlenfunden jedoch nur kleine, wenig typische Werkzeuge aus dem Höhlenmuttergestein beinhalten. Die bekannteste Jagdstation der Jüngeren Altsteinzeit ist Willendorf in der Wachau. Die Fundschichten im Löß, mit 25.000 J. v. h. datiert, führen bereits ein vielgestaltiges Geräteinventar mit Kratzern, Bohrern, Schabern, Sticheln etc., die schon vom *Homo sapiens* LINNÉ erzeugt wurden. Unter den vielen Großsäugern der letzten Eiszeit stellten Mammut, Höhlenbär und Rentier die bekanntesten Jagdtiere des altsteinzeitlichen Jägers dar.

Mit dem Aussterben der Großsäuger und der zunehmenden Bewaldung nach dem Rückzug der Gletscher mußte der Mensch seine Lebensform den für ihn eher ungünstigen Umweltbedingungen anpassen. Zunächst blieb er noch Jäger und Sammler. In diesem Abschnitt, dem Mesolithikum von ca. 11.000–5000 J. v. h. (Präboreal bis Jüngeres Atlantikum), wurden nur ganz kleine Steingeräte hergestellt, mit denen – mit Holz oder Knochen geschäftet – die kleineren Tiere erlegt wurden, wie Knochenfunde von Wildkatze, Marder, Biber, Fischen etc. an den Rastplätzen gezeigt haben.

Die Entstehung seßhaften Bauerntums ist mit Sicherheit schon im 7. Jt. v. h. vom Vorderen Orient ausgegangen, wo die Wildformen des Getreides vorkommen.

Wie die Spuren von Besiedlungen zeigen, begannen Rodung und Weidewirtschaft bei uns erst im frühen Neolithikum in den Lößgebieten des Weinviertels auf den fruchtbaren, leicht bearbeitbaren Böden. Noch wurden, z. T. aber bereits kunstvoll bearbeitete Werkzeuge aus Stein verwendet. Ein wichtiger Rohstoff der Jungsteinzeit war der „Feuerstein", z. T. auch Hornstein, wie er damals z. B. auf der Antonshöhe in Wien-Mauer bergmännisch gewonnen wurde. Gegen Ende der Jungsteinzeit wurden Pfahlbauten am Mond- und Attersee errichtet, durch deren Fundinventar wir wissen, daß damals bereits Gegenstände aus Kupfer hergestellt wurden. Der Kupferbergbau wurde in Österreich um 1700 J. v. Chr. bereits in großem Umfang betrieben. Zentrum des urzeitlichen Abbaus war das Mühl-

bachtal bei Bischofshofen. Durch die Funde von Kulturpflanzenresten (sechszeilige Gerste, vierzeilige Gerste, Emmer, Zwergweizen, Erbse) in den Pfahlbauten von Mondsee ist der Ackerbau aus dem Bereich der Jüngeren Steinzeit nachgewiesen. Roggen wurde ab der Hallstattperiode kultiviert (W. L. WERNECK, 1970).

Die Rodungen um die jungsteinzeitlichen Pfahlbausiedlungen Mondsee und Attersee zur Gewinnung von Anbau- und Weideflächen beschränkten sich wahrscheinlich nur auf begrenzte Gebiete im ufernahen Bereich und berührten die Urwälder des ausgehenden Jüngeren Atlantikums aus Tanne, Fichte, Buche und Eichenmischwald kaum. Bis zum Subboreal sind pollenanalytisch keine Veränderungen der natürlichen Vegetationsentwicklung durch den Menschen nachweisbar. Erst im Subboreal – diese Pollenzone entspricht der Bronzezeit – treten Getreidepollen und bestimmte Kräuterpollen als Siedlungsanzeiger auf. Ackerbau, Pflanzen- und Viehzucht, Weide- und Almwirtschaft verursachten eine zunehmende Umgestaltung der Natur in eine Kulturlandschaft. Das Einsetzen der intensiven Rodungstätigkeit des Menschen ist mit dem Auftreten von Unkrautpollen nachweisbar, auch wenn die entsprechenden archäologischen Funde fehlen (P. PESCHKE, 1976). Nach den Untersuchungen von A. FRITZ (1973) erhöht sich mit der Erweiterung der bäuerlichen Siedlungen in der Hallstattzeit die Zahl des Getreidepollens merklich. Gleichzeitig treten infolge der Rodungstätigkeit auch Veränderungen in der Waldzusammensetzung ein, indem es zu einer stärkeren Ausbreitung von Kiefer, Erle und Birke auf Kosten der Tanne kommt. Der Rückgang der Besiedlung nach der Hallstattzeit macht sich in einer Regeneration der Fichten-Kiefernbestände bemerkbar. Die neuerlich zunehmende Besiedlungsdichte während der keltisch-römischen Zeit führt zu einem Anstieg der Birke und der lichtbedürftigen Hasel und einem Rückgang der Fichte. Edelkastanie und Walnuß sind allgemein kennzeichnend für die römische Siedlungsepoche.

Während der Völkerwanderungszeit sind wiederum weniger Kulturpflanzenpollen nachweisbar. Die während der bayerischen Kolonisation wiedereinsetzenden Rodungen werden durch einen deutlichen Anstieg von Kiefer, Erle und Birke, verbunden mit dem Anstieg bestimmter Nichtbaumpollen und Sporen von Adlerfarn, Besenheide, Ampfer, Spitzwegerich, Heidekrautgewächsen und Kreuzblütlern bestätigt.

Auf Grund des nun andauernden menschlichen Einflusses, besonders durch die großen Rodungen während des ganzen Mittelalters bis zu den forstwirtschaftlichen Maßnahmen der Neuzeit, konnte sich fast nirgends mehr das natürliche Vegetationsgefüge und die natürliche Wald- und Baumgrenze einstellen oder erhalten.

Literatur: AVERDIECK F. R. et al. 1972; BECK-MANNAGETTA P. 1953; BECKER B. 1972, 1978; BORTENSCHLAGER I. 1976; BORTENSCHLAGER, S. 1972; BINDER H. 1977; BOBEK M. & SCHMIDT R. 1975; CEPEK A. G. 1975; DRAXLER I. 1972, 1977; DRAXLER I. & HUSEN D. VAN 1978; EISENBARTH P. 1975; ERGENZINGER P. 1967; FELBER H. & HUSEN D. VAN 1976; FINK J. 1974; FINK J. et al. 1976; FINK J. & KUKLA G. J. 1977; FISCHER H. 1971; FLINT R. F. 1971; FLIRI F. et al. 1970; FRENZEL B. 1964, 1967, 1968; FRITZ A. 1973 a, b, 1975, 1977, 1978; FRÜH J. J. 1885; FUCHS W. 1964, 1968, 1972, 1977; GRAUL H. 1937; HANTKE R. 1978; HEUBERGER H. 1968; HUSEN D. VAN 1968, 1971, 1975 a, 1975 b, 1976, 1977; KLAUS W. 1967, 1975; KOČI A. 1974; KOHL H. 1955, 1958, 1969, 1976; KRAL F. 1972; KUKLA G. J. 1977; MAYR F. & HEUBERGER H. 1968; NAGL H. 1972; PATZELT G. 1972, 1973, 1975; PENCK, A. & BRÜCKNER E. 1901–1909; PESCHKE P. 1972, 1977; PIFFL L. 1971; PITTIONI R. 1964; PREY S. 1955; SARNTHEIN M. 1978; SCHWARZBACH M. 1974; SIEBER R. 1956; SLUPETZKY H. 1976; STRAKA H. 1975; THENIUS E. 1974 a, 1975, 1977, 1978; WEINBERGER L. 1950, 1955; WERNECK W. L. 1970; WIJMSTRA T. A. 1969; WOILLARD G. M. 1978; WOLDSTEDT P. 1958; ZAGWIJN W. H. & PAEPE R. 1968.

1.6. Postvariszische Palinspastik der Ostalpen

Von SIEGMUND PREY

Mit den Abbildungen 17 und 18

Wenn man die Entstehungsgeschichte der Ostalpen rekonstruieren will, dann muß man versuchen, die zeitliche Aufeinanderfolge der komplizierten tektonischen Vorgänge aufzuklären und dabei die einzelnen tektonischen Einheiten in Gedanken in ihre frühere Lage zurückführen. E. SPENGLER hatte einen solchen Versuch erstmals für die Kalkalpen gewagt. Schon dieses verhältnismäßig einfache Beispiel läßt die Schwierigkeiten erkennen, die zu überwinden sind. Schließlich sind mehrere große Gebirgsbildungen, das Eingreifen von Transgressionen und Regressionen sowie vor allem auch die Erosion, welche ganze Schuttliefergebiete zum Verschwinden bringen konnte, zu berücksichtigen – ebenso auch Verwerfungen und Seitenverschiebungen. Vor allem kommt es jedoch auf die Vorstellungen des Bearbeiters bezüglich der Theorie der Gebirgsbildung an, ob er nur mit Deckenbau rechnet – alte ganz autochthonistische Vorstellungen sind ja heute sicher überholt – oder auch mit „Verschluckungen" im Sinne O. AMPFERERS oder mit plattentektonischen Konzepten.

Diese Feststellungen zeigen, daß mit gewaltigen Schwierigkeiten fertigzuwerden ist und vieles verschieden gedeutet oder auch, wie die Ausdehnung von einstigen Ablagerungsräumen, ganz verschieden bewertet werden kann. Daher sei auch nur ein Modell vorgelegt, das Anlaß zu Diskussion geben soll.

Ausgangspunkt einer Betrachtung über die *Palinspastik,* also über die gedachte Rückführung der Bauteile eines tektonischen Gebäudes in ihre ursprüngliche Lage, muß das heutige Baubild der Ostalpen sein, wie es im Kapitel 2. eingehender besprochen und auch durch Abb. 17, Profil I (= Abb. 19, Profil 3) dargestellt wird.

Bei der Deutung der Baugeschichte der Alpen werden immer mehr und mit Erfolg jene neuen Gedanken verwendet, deren erste Ansätze schon z. B. bei A. WEGENER und O. AMPFERER zu finden sind.

In den allerletzten Jahrzehnten nämlich hat eine intensive Erforschung vor allem der Meeresböden der Erde die Grundlagen für eine neue geologische Betrachtungsweise der Erdoberfläche und der für ihre Gestaltung wirksamen endogenen Vorgänge geliefert, die unter dem Namen „Plattentektonik" (plate tectonics) bekanntgeworden ist. Die Theorie der Plattentektonik erweist sich auch immer mehr für die Deutung der alpinen Strukturen als sehr geeignet, und viele Forscher sind bemüht, sie auf die Alpen anzuwenden. Wie es häufig mit neuen Theorien passiert, gibt es oft unterschiedliche Auffassungen.

Denjenigen Lesern aber, die mit der *Plattentektonik* nicht vertraut sind, dürften ein paar Erläuterungen dazu erwünscht sein.

Die moderne Ozeanforschung hat zu ganz anderen Vorstellungen über Ozeane und Kontinente geführt, als man sie früher hatte; die Geophysik erarbeitete ebenso ein viel größeres Wissen über den Aufbau von Erdkruste und Erdmantel. So stellte sich heraus, daß die Ozeanböden eine Kruste aus basischen und ultrabasischen Erstarrungsgesteinen, wie Basalt oder Peridotit, haben. An ozeanischen Rücken, wie z. B. dem schon gut bekannten Mittelatlantischen Rücken, weicht die *ozeanische Kruste* um meßbare Beträge auseinander, ein Vorgang, der durch physikalische und geologische Daten in der Erdgeschichte über hundert Millionen Jahre zurückverfolgt werden kann. Die Spalten werden immer wieder durch frisch eindringendes vulkanisches Material verbreitert und dann verlötet. Das Wachsen von neuer Kruste kann nicht nur aus der symmetrischen Anordnung normal und revers magnetisierter Streifen, sondern auch aus der Verteilung der aufliegenden Meeressedimente abgelesen werden, deren älteste (Oberjura) die randlichsten Positionen einnehmen, während die jüngeren immer weiter gegen die Mitte zu verbreitet sind. Die beiderseits symmetrischen Meeresablagerungen und Gesteinszonen, sowie radiometrische Altersbestimmungen ermöglichen eine Datierung dieser Ereignisse. Das hier speziell ins Auge gefaßte Beispiel ist der Atlantische Ozean.

Die *Öffnung von Ozeanen* (sea floor spreading) und die Neubildung ozeanischer Kruste sind also Vorgänge, die auch heute noch im Gange sind. Ein Beispiel dafür ist das Rote Meer.

In den heutigen Gebirgen entsprechen jenen Gesteinen, welche unter den Meeren ozeanische Kruste aufbauen, die „Ophiolithe" (Serpentinite, Grünschiefer etc.).

Daneben gibt es langanhaltende Zonen an Kontinentalrändern, insbesondere um den Pazifi-

schen Ozean, wo die spezifisch schwerere ozeanische Kruste unter die leichtere Kruste der Kontinentalplatten hinein in die Tiefe gezogen wird. Der Vorgang wird *Subduktion* (subduction) genannt, die Zone heißt Benioff-Zone. Es kann aber auch kontinentale Kruste in eine Subduktion einbezogen werden, oder selbst Kontinente können miteinander kollidieren. Die in die Tiefe gezogenen Krustenteile werden dort wieder aufgeschmolzen, und Material davon gelangt dann oft durch Spalten in der überlagernden kontinentalen Kruste als charakteristische, hauptsächlich andesitische Eruptivgesteine wieder zur Erdoberfläche.

Den Motor aller dieser Vorgänge, die besonders durch die Geophysik (z. B. durch die Untersuchung der dabei entstehenden Erdbeben) erforscht werden, sucht man in vermutlich thermisch verursachten Strömungen im Erdmantel. Im Staubereich der Subduktion entstehen *Gebirge;* daher die große Beachtung, die auch die Alpengeologen diesen Erkenntnissen schenken. Ein schönes Beispiel dafür sind heute die Anden Südamerikas. Auch große horizontale Seitenverschiebungen von Schollen gegeneinander, wie z. B. die berühmte St. Andreas-Störung am Westrand von Nordamerika, passen vortrefflich in dieses Erdbild.

Die Subduktionszonen sind meistens durch Tiefseegräben markiert, deren Systeme in den Meeren der Erde schon sehr gut bekannt sind. An der Bewegungszone der Subduktion findet in der Tiefe auch eine spezifische Gesteinsmetamorphose statt, die unter Bedingungen hohen Druckes, aber relativ geringer Temperatur steht, weil sich die hinabgezogene kalte Kruste nur langsam erwärmt; als eines ihrer Charakterminerale gilt das blaue Hornblendemineral Glaukophan. Die *Bewegungsgeschwindigkeiten* etwa der auseinanderdriftenden Schollen vermag man heute auch bereits abzuschätzen; sie bewegen sich in der Größenordnung bis zu mehreren Zentimetern pro Jahr! Die Erde verändert sich also eigentlich erstaunlich rasch.

Für die durch Subduktion ausgelösten tektonischen Vorgänge bestehen zumeist mehrere Modellvorstellungen, die die Rolle der Tiefseegräben, von Inselbögen, benachbarten randlichen Meeresbecken, von Vulkanismus, Flyschbildungen und der Entstehung bunt zusammengesetzter Schichtfolgen („Melange") etc. erklären sollen. Für die Alpen mit ihrer gewiß besonders komplizierten Geschichte ist die Anwendung solcher Modellvorstellungen besonders schwierig, und es wird noch vieler Forschung bedürfen, ehe wir klarer sehen werden. Es steht aber fest, daß das Konzept der Plattentektonik auf die geologische Erforschung der Alpen überaus befruchtend wirkt und schon jetzt so manche Erklärungsmöglichkeit für bisher ungelöste Probleme zu liefern imstande ist.

Nach dieser Abschweifung wieder zu den *Alpen* zurückkehrend, sieht das Bauschema (siehe Abb. 17, Profil I) – in Kurzform gebracht – etwa folgendermaßen aus: Die Böhmische Masse taucht, im Alpenvorland von mesozoischen Resten und der Molasse bedeckt, allmählich unter die Ostalpen hinein – wie weit, ist nicht bekannt, aber es dürfte mit größeren Erstreckungen zu rechnen sein. Die *Molasse* wurde vorwiegend im Oligozän von alpinen Schubmassen, bestehend aus Helvetikum, Ultrahelvetikum, Rhenodanubischem Flysch und den Nördlichen Kalkalpen überschoben. Soviel wir wissen, sind die zwei letztgenannten wurzellose Schubmassen, deren Herkunft es zu klären gilt. Die Wurzel des Helvetikums und Ultrahelvetikums ist unter den Alpen verborgen. Nachdem ihre rein pelagischen epikontinentalen Schichtfolgen sicher größere Ausdehnung gehabt haben, wird man nicht fehlgehen, wenn man ihr Ende weit im Süden voraussetzt.

In einem nördlichen Teil dürfte die Sedimentdecke des *Helvetikums* noch von der Molasse überlagert worden sein. Nachdem aber diese tiefsten Molasseteile weit im Süden beheimatet sein müssen – Schüblinge davon sind bis an den Nordrand der Alpenüberschiebung transportiert worden – dürfte ihr Südrand auch noch bis unter die heutigen nördlichen Zentralalpen gereicht haben. Das Beispiel der Schweizer Alpen spricht für dieses Verhältnis von Helvetikum und Molasse.

Von den wurzellosen Schubmassen ist die *Herleitung der Rhenodanubischen Flyschzone* umstritten. Der Verfasser betrachtet sie als in einer Grabenstruktur im südlichsten Teil des von Ultrahelvetikum bedeckten Kontinentalabschnittes entstanden wegen der großen Ähnlichkeiten ihrer Untergrundgesteine, wie sie in der Gresteners und St. Veiter Klippenzone vorhanden sind, und glaubt an die Möglichkeit, den Flyschtrog als Tiefstes an einen südwärts sich vertiefenden ultrahelvetischen Meeresraum anzuschließen; das auch wegen des Fehlens jedweder fremder Gesteine zwischen Flysch und Helvetikum, die doch sehr wahrscheinlich bei einer viel weiteren Reise der Decke an ihrer Basis mitgerissen worden wären. Die andere Ansicht vertritt eine Herkunft mitten aus dem penninischen Raum, wie z. B. R. Oberhauser (im Abschnitt 1.3. und 3.3. dieses Buches), der sich an die Meinung der Westalpengeologen anlehnt. Aber man soll diese Diskrepanz nicht übertrieben bewerten.

Noch fremder liegen auf diesen Decken die *Nördlichen Kalkalpen,* die aus zahlreichen Dek-

ken, Falten und Schuppen bestehen und am Südrand oft noch mit der Grauwackenzone stratigraphisch verbunden sind. Sie haben sicher die allerweiteste Wanderung hinter sich, wie die folgenden Überlegungen zeigen sollen.

Die oberostalpine *Grauwackenzone* oder die Phyllitgneiszone (als stratigraphische Basis der Kalkalpen) grenzen im Regelfall immer wieder – es tektonisch überlagernd – an das Mittelostalpin im Sinne A. TOLLMANNs. Diese Grenze wird häufig durch Reste von *zentralalpinem Permomesozoikum* gekennzeichnet. Das gleiche finden wir auch unter den oberostalpinen Deckenresten auf den Zentralalpen, wie dem Grazer Paläozoikum, der Gurktaler und der Steinacher Decke, deren aufliegendes kalkalpines Mesozoikum abgetragen ist. Nur in den Nordkarawanken, im Drauzug und der Mittelkärntner Trias sind in den Zentralalpen Schichtfolgen kalkalpiner Ausbildung erhalten geblieben.

Nachdem also die mittelostalpinen Kristallinmassen doch genügend dicht mit Resten zentralalpinen Permomesozoikums besetzt sind, bleibt nur eine Herleitung der Nördlichen Kalkalpen und ihrer Äquivalente noch weiter aus dem Süden. Der Ablagerungsraum des zentralalpinen Mesozoikums lag einst sicher nördlich von dem der Kalkalpen. Die Bildungsräume von Helvetikum–Ultrahelvetikum, aber auch vom Rhenodanubischen Flysch müssen also ursprünglich *sehr weit* von dem der Kalkalpen entfernt gewesen sein, was auch in grundlegenden Verschiedenheiten der Flyschserien und der kalkalpinen Gosauschichten zum Ausdruck kommt.

Dabei ist im Auge zu behalten, daß sowohl aus den Kärtchen der Faziesverteilung (Abb. 10), als auch aus den Profilsäulen (Abb. 9) hervorgeht, daß der Drauzug mit seiner den Nordtiroler Kalkalpen sehr ähnlichen Schichtfolge mit Hauptdolomit nicht zwischen die Ränder der östlichen Nördlichen Kalkalpen und östlichen Südalpen mit Dachsteinkalkfazies hineinpaßt, wo er heute liegt. Mit Ausnahme der Nordtiroler Kalkalpen paßt die Profilsäule des Drauzuges nirgends gut hinein. Wenn man Drauzug, Nordkarawanken und Mittelkärntner Trias als liegengebliebene Reste der altalpidischen Kalkalpen auffaßt, ist man der Notwendigkeit enthoben, kleinräumigen Fazieswechsel, etwa Zentralalpin auf Schwellenzonen zwischen tiefer absinkenden Meeresteilen, anzunehmen.

Zur Erklärung der *Positionen der Ablagerungsräume* muß man die aus der Interntektonik und dem transgressiven Darübergreifen der oberkretazischen Gosauschichten in den heutigen Kalkalpen ablesbare Tatsache eines *altalpidischen kalkalpinen Deckengebäudes* heranziehen. Das Grundkonzept des heutigen Kalkalpenbaues wurde nämlich vorgosauisch, hauptsächlich im Turon, geschaffen. Dem Verfasser scheint die Vorstellung sehr plausibel zu sein, daß der Dekkenbau der Kalkalpen entstanden ist während sie über das mittelostalpine Kristallin mit seiner zentralalpinen Sedimenthaut geschoben wurden und zunächst dort liegenblieben. Diese im Turon geschaffene Situation dauerte bis ins Eozän hinein an (vgl. Abb. 17, Profil III). Der vergleichbare Zustand ist heute noch in den Westkarpaten erhalten. Auch die Metamorphose, die das unterlagernde Gebirge erfaßt hat, ist in den Alpen und Karpaten sehr ähnlich. Da aber heute die Kalkalpen zusammen mit Flysch und Helvetikum über oberoligozäner Molasse liegen, müssen sie während und nach dem Oligozän, und zwar nach dem jüngeralpidisch erfolgten vollständigen Zuschub des Tauernfensters, vom Rücken des mittelostalpinen Kristallins *nach Norden abgewandert,* vermutlich gravitativ abgeglitten sein. Dieses Stadium wurde in Abb. 17, Profil II darzustellen versucht.

Die *Wurzelzone* der altalpidischen Kalkalpen, bzw. der Kalkalpen überhaupt, ist uns nicht bekannt. Der Drauzug ist keine Wurzelzone. Als Lösung bietet sich an, sie als im Bereich der heutigen Periadriatischen Naht verborgen zu sehen, die ja ein altes Lineament mit wechselvoller Geschichte ist, an dem während der jungalpidischen Zeit durchaus jene Krustenstücke verschwunden sein können, die uns heute als Ablagerungsraum und Wurzelzone der Kalkalpen fehlen. Was wirklich vorging, wissen wir nicht. Wenn wir das Modell der Westkarpaten hernehmen, so rechnet man dort mit Abscherungen von kristallinen Kernen und Ausquetschungen von dazwischenliegenden Mulden, zumindest für die tieferen bzw. nördlicheren Einheiten, ein Modell, das auf alle Fälle eine wesentliche Krusteneinengung verlangt. Die vermutlich schon primär faziell verschiedenen Unterlagen der Kalkalpendecken – Quarzphyllit und Karbon, oder Altpaläozoikum – könnten allerdings schon variszisch einander angenähert worden sein.

Diese stratigraphische Unterlage der Kalkalpen, vor allem Grauwackenzone, Grazer Paläozoikum, Gurktaler und Steinacher Decke, die alle zuerst ein Stück ihres Weges zusammen mit den Kalkalpen transportiert worden sind, zeigen selbst eine Gliederung in tektonische Einheiten und Schuppen. Wenn auch ein Teil davon auf variszische Tektonik zurückzuführen sein mag, so steckt darin doch ein beachtlicher Anteil alpidischer Tektonik. Die Tendenz ist deutlich, diesen heute viel größer zu bewerten als früher. Also dürften auch diese Einheiten einst viel größere Räume eingenommen haben, als es heute der Fall ist.

Wieviel alpidische Verkürzung ferner im *mittelostalpinen Kristallin* und seinen mächtigen Gesteinsmassen steckt, kann heute nicht einmal annähernd abgeschätzt werden, wissen wir doch heute meist noch gar nicht, welche der größeren oder kleineren bekannten Bewegungszonen variszisch oder alpidisch, oder gar variszisch und alpidisch wiederbelebt sind! Unsere Erfahrungen in alpiner Tektonik geben uns aber den Mut, auch diese für nicht unbedeutend zu halten.

E. SPENGLER hat durch eine sehr vorsichtige Minimalschätzung die *Verkürzung der Nördlichen Kalkalpen* auf etwa ein Drittel bis ein Fünftel ermittelt. Weiters könnte man versuchen, den Zusammenschub der paläozoischen Reste auf den Zentralalpen auf etwa ein Drittel und den des mittelostalpinen Kristallins auf vielleicht die Hälfte zu schätzen. Dazu kommt sicher noch sehr viel Gestein, das durch Abtragung oder „Verschluckung" entfernt worden ist. A. TOLLMANN schätzt die Überschiebungsweite der Nördlichen Kalkalpen allein auf mindestens 180 km.

Damit haben wir das Oberostalpin als höchste tektonische Einheit und das Mittelostalpine Kristallin als seine mächtige Trägerdecke betrachtet, die beide zu der südlich der Haupt-Subduktionszone von Süden anrückenden Platte zu zählen sind.

Aber unter diesem Komplex gibt es noch weitere Einheiten, die in plattentektonischer Hinsicht noch größere Raumverluste während der Bildung der Alpen vermuten lassen.

Durch drei große tektonische Fenster (im Unterengadin, in den Tauern und bei Rechnitz am Alpenostende) wurde unter dem Mittelostalpin das *Penninikum* der Westalpen freigelegt. Zwischengeschaltet finden sich mehr oder minder verschürfte Decken, die (teilweise oder ganz) als *Unterostalpin* bezeichnet werden.

Letzteres hat im südlichen Graubünden und im Semmeringfenster mächtige Deckenkerne aus Kristallin, in denen eine beträchtliche Verkürzung stecken muß. Sie sind wahrscheinlich in frühen Stadien der alpidischen Gebirgsbildung am Südrand des Penninischen Ozeans entstanden. Dort, wo die Kristallinkerne des Unterostalpins weitgehend fehlen, wie im Unterengadiner- und Tauernfenster, treten an ihre Stelle oft extreme Schuppenzonen (Arosazone, Matreier Zone), die Zeugnis geben von der Heftigkeit und Weiträumigkeit der tektonischen Bewegungen. Auch hier verlaufen die einstigen Faziesgrenzen und die Grenzen der tektonischen Einheiten keineswegs parallel, wie z. B. das Auftreten von Keuperfazies im Semmeringfenster, aber von Hauptdolomitfazies im Tauernfenster in der unterostalpinen Obertrias zeigt.

Es ist also einerseits sicher, daß das Gebäude der unterostalpinen Semmeringdecken zur Zeit der altalpidischen Bewegungen entstanden ist, und anderseits anzunehmen, daß die tektonischen Bewegungen dort im Unterostalpin, wenn auch oft stark gebremst, bis zur jungalpidischen Orogenese angehalten haben. Im Penninikum wurden allmählich immer nördlichere Räume überwältigt, wobei die Subduktionszone, an der der penninische Ozeanboden verzehrt worden ist, trotz wahrscheinlicher Stillstände während der höheren Oberkreide lange aktiv gewesen sein muß. Diese Hinweise sollen andeuten, daß gerade im penninisch-unterostalpinen Raum mit *sehr großem* (man kann sagen dem weitaus größten) *Raumverzehr* bei der Bildung der Alpen durch längerdauernde Subduktionsvorgänge zu rechnen ist.

Nach dieser Schilderung einiger Teilstücke des Alpengebäudes, welche für die Palinspastik besonders wichtig sind, kann man eine *Reihung der Ablagerungsräume* versuchen. Dabei sollen Abb. 17, Profil III, welche die Situation im Eozän darstellt, und Abb. 18 helfen. Beginnen wir mit der Anordnung der Ablagerungsräume in den Ostalpen wieder im Norden. Ganz im Norden lag das kristalline Massiv der Böhmischen Masse mit einer spärlichen und sehr lückenhaften Sedimentbedeckung. Nur in Mitteldeutschland bedecken mächtigere Ablagerungen das kristalline Grundgebirge. Diese Bedeckung reicht im Süden auch unter die Alpen hinein, wobei sich dort der allmähliche Übergang des Vorlandmesozoikums in das Helvetikum und weiter südlich und östlich bei zunehmender Vertiefung des Meeres in das Ultrahelvetikum vollzog. Im Helvetikum und Ultrahelvetikum sind eine Anzahl von Teiltrögen konstruiert worden, die sich aber bei anderer Betrachtung von Stratigraphie und Sedimentationsverhältnissen erübrigen. Höchstens der Raum der Grestener Klippenzone dürfte kurze Zeit ein wenig über den Meeresspiegel aufgestiegen sein, woher, allerdings sehr spärlich, Brandungsgeröll ins Ultrahelvetikum geliefert worden ist. Auch sind hier zeitweise Ophiolithe aufgestiegen.

Im Südteil der Europäischen Platte bzw. im Ultrahelvetikum im weitesten Sinne möchte der Verfasser den Rhenodanubischen Flyschtrog lokalisieren, und zwar nördlich vom Zentralgneis bzw. der Hochstegenzone des heutigen Tauernfensters. Die Darstellung in Abb. 17, Profil III folgt diesem Konzept. Wieweit dieser Flyschtrog ozeanische Kruste besaß, ist nicht bekannt. Bekannt sind nur Äußerungen eines basischen bis ultrabasischen Vulkanismus. Daß aber auch, mindestens teilweise, kontinentale Kruste seinen Untergrund gebildet hat, beweisen die unter dem

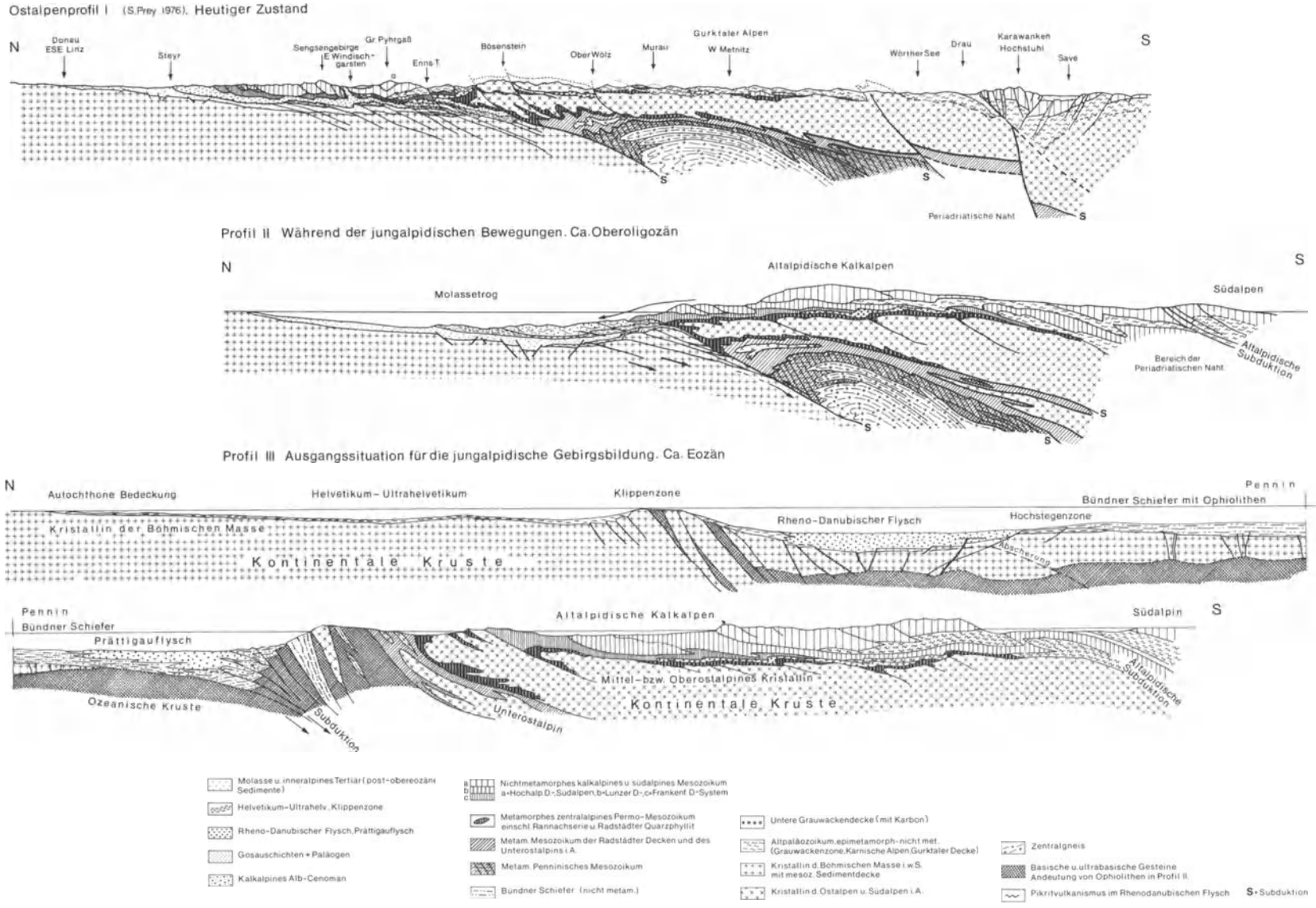


Abb. 17. Zur paläogeodynamischen Entwicklung der Ostalpen vom Eozän über das Oligozän bis zum heutigen Zustand

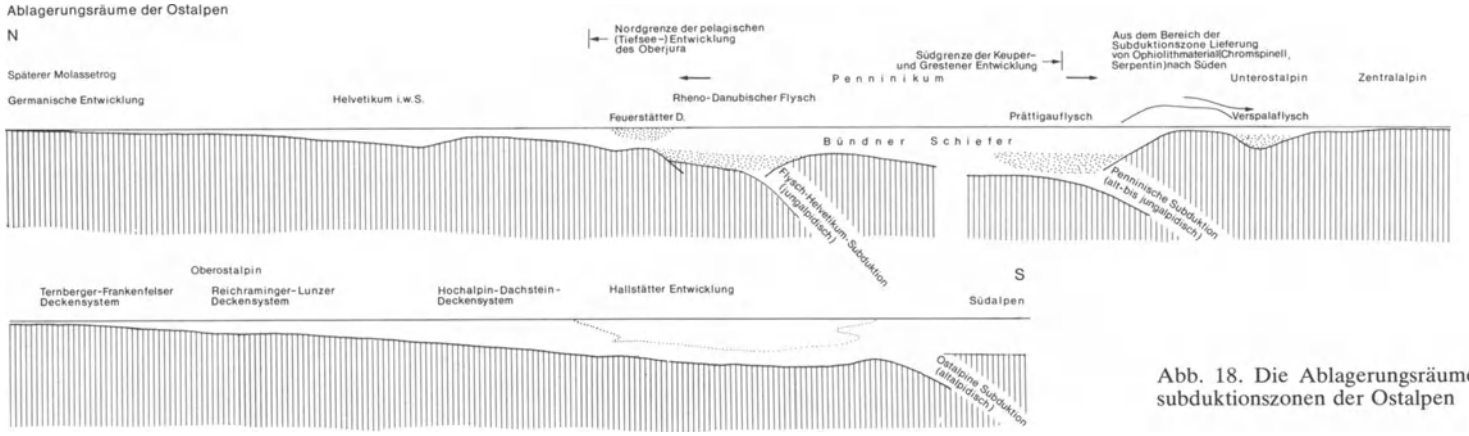


Abb. 18. Die Ablagerungsräume und die Hauptsubduktionszonen der Ostalpen

Erläuterungen zu den Abbildungen 17 und 18

In Abb. 18 ist ein sehr vereinfachtes Schema entworfen, das vor allem die ursprüngliche Reihung der Ablagerungsräume und der Hauptbewegungszonen (Subduktionen) zeigen soll, ohne genaue Information über Aktivitätszeiten und ohne Maßstab. Es soll gezeigt werden, daß man, nach Auffassung des Autors, südwärts aus der germanischen Vorlandsbedeckung über Helvetikum und Ultrahelvetikum in den Rhenodanubischen Flyschtrog gelangt, der als Graben in der Nähe des Südrandes der Europäischen Platte aufgerissen ist. Der weitere Übergangsbereich der germanischen Fazies in das Helvetikum wäre der Raum für den späteren Molassetrog. Die Grestener Klippenzone wäre am Nordrand des Flyschtroges anzunehmen, die St. Veiter Klippenzone als Stück seines Untergrundes. Der Ablagerungsraum der Feuerstätter Decke ganz im Westen der Ostalpen ist am besten im Norden an den Rhenodanubischen Flysch anzuschließen.

Südlich vom Flyschtrog liegt der abgetrennte Rest der Europäischen Platte, der als Hochstegenzone heute in den penninischen Bau einbezogen ist. Hier etwa beginnt auch der Sedimentationsraum des im Jura aufgerissenen eigentlichen Penninischen Ozeans, dessen Breite unbekannt ist.

Weiter gegen Süden gelangt man in den unterostalpinen, zentralalpinen (mittelostalpinen) und schließlich den oberostalpinen Ablagerungsraum, der mit dem südalpinen in ununterbrochener Verbindung stand. Die Mächtigkeit der Sedimente, insbesondere in der Trias, nimmt gegen Süden allmählich zu. Im Südosten ist der Meeresbereich der Hallstätter Fazies anzunehmen. Interessante Details sind einerseits das Ausgreifen der obertriadischen Keuperfazies aus dem germanischen Raum stellenweise bis ins Unterostalpin, wo der Übergang in die Dolomitentwicklung erfolgt. Andererseits reichen die Auswirkungen der vom penninischen Ozean ausgehenden Meeresvertiefung im Malm bis in die Klippenzonen nach Norden. Südlich vom penninischen Ozean kann man von einer südlichen Platte sprechen, wobei man damit rechnen muß, daß sie mit der Europäischen Platte vor der Ozeanbildung eine Einheit gebildet hat.

Nach diesem Konzept wäre also der fast nur im Westen verbreitete, im Osten offenbar nur rudimentär vorhandene Prättigauflysch vom Rhenodanubischen Flysch völlig getrennt gewesen. Von aufgestauten Ophiolithmassen der ozeanischen Kruste kann man die Lieferung von Chromspinell (Chromit) in den südpenninischen bis unterostalpinen Verspalaflysch und die Kreide der Nördlichen Kalkalpen ableiten.

Was nun die Hauptbewegungszonen betrifft, so wurden in einer südlichen Zone zur altalpidischen Zeit die Kalkalpen mit Deckenbau auf das Zentralalpin (Mittelostalpin) gestapelt. Nennen wir sie „Ostalpine Subduktion"; man könnte sie auch *Altalpidische Subduktion* nennen. Die wichtigste aber ist die große Subduktion in einer mittleren Position am Südrand des penninischen Ozeans, die sicherlich seit der Mittelkreide existierte und den größten Teil des heutigen Gebirgsbaues zustandebrachte: die „Penninische Subduktion". Sie wurde vom Autor auch als *Alt- bis Jungalpidische Subduktion* bezeichnet, weil sie den jungalpidischen Gebirgsbau maßgeblich mitprägte. Die dritte, jedoch etwas weniger bedeutende ist die „Flysch-Helvetikum-Subduktion" weiter im Norden, die zur Gänze nur *jungalpidisch* ist, an der Grabenstruktur des Flyschtroges ansetzt und zu einer großen Bewegungsbahn mit Nachbewegungen bis in junge Zeiten wurde.

Die Grundzüge des eben geschilderten Bauplanes etwa zur Eozänzeit zeigt, anschaulicher ausgeführt, Profil III der Abb. 17. Es wäre hier nur hinzuzufügen, daß die Geringfügigkeit der Spuren eines basischen Vulkanismus im Rhenodanubischen Flysch gegen das Vorhandensein größerer Areale ozeanischer Kruste in diesem Flyschtrog spricht. Im penninischen Trog ist sowohl kontinentale als auch ozeanische Kruste wahrscheinlich. Der Stauwulst im Süden ist angedeutet. Die Kalkalpen liegen auf dem Mittelostalpin.

Im Zuge der jungalpidischen Bewegungen wurde etwa im Oligozän das Tauernfenster zugeschoben, wie in Profil II Abb. 17 angedeutet ist. Helvetikum und Flysch sind weitgehend ausgequetscht und gleiten in den Molassetrog, der sich im höheren Obereozän zu bilden begann. Die Kalkalpen beginnen ebenfalls nach Norden abzugleiten und stellen nach und nach die heute beobachtbare Deckenordnung her.

Diese Deckenbewegungen sowie kräftige Abtragung führen zu dem heutigen Bild, wie es Profil I Abb. 17 darzustellen versucht, bzw. von dem ausgehend, die beiden anderen Profile rückabgewickelt wurden. Eine Beschreibung dieses Profiles möge man, da identisch, in der Erklärung zu Abb. 19 Profil 3, nachlesen.

Flysch liegenden Klippen vom Typus St. Veit (3.4.). Wie man die Hochstegenzone und den Rhenodanubischen Flyschtrog nomenklatorisch einordnet, muß noch offen bleiben und ist auch Geschmacksache. Heute gehört die Hochstegenzone zum Penninikum, und man kann genausogut den Flysch auch dazuzählen. Übrigens gehört der Übergang des Helvetikums im weitesten Sinne in das penninische Ablagerungsgebiet im Süden zu den gut gesicherten Erkenntnissen der Schweizer Alpengeologie.

Der eigentliche penninische Ozean, der sich im Jura geöffnet hatte, mag – vielleicht mehr im Süden – ozeanische, vielleicht mehr im Norden auch kontinentale Kruste gehabt haben. Seine ursprüngliche Breite wird sehr verschieden, oft sogar als recht beträchtlich eingeschätzt. Eine Flyschbildung dieses Meeres ist sicherlich der Prättigauflysch nebst den anderen Flyschen im östlichen Graubünden und im Engadiner Fenster, sowie der nur selten mit sedimentären Strukturen erhalten gebliebene Tauernflysch.

An das Penninikum unmittelbar im Süden anzuschließen sind die Bildungsräume des Unterostalpins, wobei allerdings ein wahrscheinlich über der Subduktionszone gebildeter Stauwulst zumindest zeitweise als Sedimentliefergebiet gewirkt haben muß. Die Dokumentation dieses gewiß einmal großen Raumes ist leider überaus lückenhaft. Mächtiges kristallines Grundgebirge ist in der südöstlichen Schweiz erhalten, wogegen die Sedimentbedeckungen spärlicher anstehen und überdies z. T. abweichenden Faziesbereichen angehören. Stellt man im Süden die zentralalpine Sedimentbedeckung des mittelostalpinen Kristallins daneben, so ist es nicht notwendig, eine Schwelle oder Unterbrechung der Meeresbedekkung dazwischen anzunehmen. Sicherlich wird man auch dem Unterostalpin und Zentralalpin weit größere Ablagerungsräume zubilligen müssen, als es heute den Anschein hat, die durch Überschiebung, Verschluckung und Abtragung verschwunden sind.

An das Mittelostalpin hat wiederum im Süden der Ablagerungsraum der heutigen Nördlichen Kalkalpen angeschlossen, in folgender Reihenfolge von Nord nach Süd: Die Randzone, die auch Bruchstücke heute nicht mehr erhaltener Zwischenstücke enthalten dürfte, dann die Bildungsräume des Frankenfelser–Ternberger–Allgäuer Deckensystems, weiter diejenigen des Lunzer–Reichraminger (einschließlich Staufen-Höllengebirgsdecke), Lechtal- und Inntal-Dekkensystems. Noch südlicher folgen im Ostteil die Hochalpinen Decken mit Riffzonen und der anschließenden Hallstätter Beckenfazies. Es bestehen ferner keine Gründe gegen die Annahme, daß der Südrand der Nördlichen Kalkalpen im gleichen Meeresraum mit den Südalpen verbunden war, nur müssen wir berücksichtigen, daß hier ein ansehnlicheres Stück fehlen muß, ist doch dazwischen die vermutlich an der Periadriatischen Naht verschwundene Wurzelzone der Nördlichen Kalkalpen zu suchen. Daß man den Drauzug und die Nordkarawanken als fremdes Stück aus dem Schema herausrücken muß, wird im Kapitel 1.2. erörtert; eine Vorstellung von den Faziesanordnungen vermitteln Abb. 9 und 10. Meridionale Faziesanordnungen, wie sie hier dargestelllt werden, sind öfter schon vom Perm an zu erkennen und verwischen sich im höheren Jura. In Kapitel 1.2. wird auch zu begründen versucht, warum etwa eine Herleitung der Kalkalpen aus den heute unter der Silvrettadecke liegenden Räumen, aus denen z. B. Engadiner Dolomiten und Ortler noch erhalten sind, ein ganz anderes paläogeographisches Modell verlangt, das wesentlich komplizierter und mit der Tektonik der gesamten Ostalpen kaum in Einklang zu bringen wäre.

Den Ablauf im großen könnte man sich etwa so vorstellen, daß eine einst geschlossene Kontinentalplatte im Jura zerbrochen und auseinandergedriftet ist. So entstand der penninische Ozean. Darin blieben Plattenstücke erhalten, die intrapenninischen Schwellen, und vom zerbrökkelnden Südrand der Europäischen Platte löste sich die heute als Zentralgneiszone bekannte kleine Platte ab, wobei in dem dort aufreißenden Graben der Rhenodanubische Flysch entstand. Nach dem Höhepunkt der Ozeanausbreitung begann wiederum die Aufzehrung des Ozeanbodens an einer großen und (vermutlich mit Stillständen) durch lange Zeit aktiven Subduktionszone, die zu einem weitgehenden Abtransport des Ozeanbodens und der daraufliegenden Sedimente und schließlich zur Kollision des südlichen mit dem nördlichen Kontinent führte. In den penninischen Fenstern ist nur mehr sehr wenig von den Gesteinen des ursprünglich sehr breiten Meeres sichtbar. Die meisten Argumente sprechen für eine solche Subduktionszone am Südrand des penninischen Ozeans, doch sind auch etwas andere Modelle erwogen worden. Eine weitere aktive Zone für diese Kontinentalwanderung müßte die Wurzelzone der Nördlichen Kalkalpen gewesen sein. Eine dritte war wohl am Südrand des Rhenodanubischen Flyschtroges wirksam.

Die Teile jenes Mosaiks, das heute die Ostalpen bildet, sind aber nicht nur in Süd-Nord-Richtung übereinander und nebeneinander verschoben worden, sondern bisweilen auch in anderen Richtungen. Vor allem Ausmaß, Alter und Mechanik von Seitenverschiebungen sind noch weitgehend ungeklärt. Auch die mittels Paläo-

magnetik nun erkennbaren Drehungen größerer Komplexe komplizieren das Bild. Die großen Züge dieses von vielen Forschern erarbeiteten Konzeptes werden aber wohl kaum noch verwischt werden können.

Rund 150 Mio. J. hat die tektonische Geschichte der Ostalpen gedauert, bis die Alpen in ihrer heutigen Wucht und Schönheit entstanden waren – kaum vorstellbare Zeiträume, aber reich an Ereignissen, die zeitlich und örtlich ineinandergriffen; nicht zu vergessen zum Abschluß Hebungen, Erosion durch Wasser und Wind sowie eiszeitliche Gletscher, die unsere heimatliche Landschaft geschaffen und ausgestaltet haben.

Literatur: ANDRUSOV D. 1968; BECHSTÄDT T. 1978; BÖGEL H. 1975; DEBELMAS J. 1975; FLÜGEL H. W. 1960; FLÜGEL H. W. & FENNINGER A. 1966; FRISCH W. 1976; FUCHS W. 1976b; KRÖLL A. & WESSELY G. 1967; MÜLLER K. 1973; PLÖCHINGER B. 1964a, 1976; PLÖCHINGER B. & PREY S. 1968, 1974; PREY S. 1968c, 1975c, 1975d, 1977d, 1978; SPENGLER E. 1953, 1956, 1959; TOLLMANN A. 1959, 1975a, c, d; TRÜMPY R. 1960.

2. Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungsstand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge

2. Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungsstand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge

Von SIEGMUND PREY

Mit Abbildung 19

2.1. Allgemeines

Die Vorstellung, daß die Ostalpen einen oft sogar komplizierten Deckenbau haben, hat sich nun allmählich durchgesetzt; größere Differenzen bestehen in Detailfragen. Während der Deckenbau in den Westalpen unter dem Eindruck einwandfrei beobachtbarer Tatsachen nach seiner Erkennung kaum in Frage gestellt wurde, waren in den Ostalpen autochthonistische Vorstellungen noch lange sehr verbreitet, doch wurden auch da in letzter Zeit die Argumente für einen Deckenbau stark vermehrt. Schließlich tragen die neuen Vorstellungen von der Plattentektonik wesentlich zur Stützung der Deckenlehre bei. Wenn allerdings F. X. SCHAFFER (1951) im Vorwort zur „Geologie von Österreich" schrieb, die Deckenlehre habe in den Ostalpen keine Bestätigung gefunden, so war das auch damals schon ein reines Wunschdenken, denn dieser Satz wurde sogar im gleichen Buch – in einigen Kapiteln – glatt widerlegt. Die Verfechter der Deckenlehre für die Ostalpen sind nie verstummt, allen voran L. KOBER und R. STAUB. Bei dem Versuch, das autochthonistische Bild zu untermauern, sind allerdings Ideen entwickelt worden, die ausgezeichnet in das Bild der Plattentektonik passen (Verschluckung, Unterströmung u. ä.). Sie werden heute nicht als Alternative zum Deckenbaukonzept, sondern als damit verbundene Vorgänge angesehen. Auch Bohrungen und Ergebnisse der Geophysik trugen zur Festigung der Deckenbauvorstellungen wesentlich bei.

Heute bezweifelt kaum mehr jemand die Überschiebung des Ostalpins über die Tauern hinweg oder die (lange leidenschaftlich bestrittene) Überschiebung der Flyschzone und der Kalkalpen über die Molasse des Alpenvorlandes. Diese Überschiebung ist heutzutage durch Bohrungen bewiesen und die Geophysik erlaubt uns, allmählich ihr Ausmaß abzuschätzen.

Die gegenseitigen Beziehungen der Bauteile der Ostalpen müssen daher im Sinne der *Deckenlehre* dargestellt werden. Allerdings ist zuzugeben, daß der heutige Forschungsstand noch nicht überall apodiktische Thesen zuläßt!

Manche Autoren ziehen es vor, im Sinne plattentektonischer Modelle, bei denen durch die Subduktion die tiefere Platte unter die höhere hinuntergezogen wird, statt von der eingebürgerten „Überschiebung" von „Unterschiebung" zu sprechen. Der heute sichtbare Endeffekt ist aber derselbe. Nicht von Unterschiebung sprechen kann man aber im Falle erwiesener gravitativer Gleittektonik. Der Leser möge sich also nicht daran stoßen, wenn (auch in diesem Buche) in seltenen Fällen von „Unterschiebung" die Rede ist, während die meisten Autoren das Wort „Überschiebung" verwenden.

Und noch etwas ist vorauszuschicken: Den Bau der Ostalpen soll eine Serie von acht *Übersichtsprofilen* (Abb. 19 mit Erläuterungen) veranschaulichen. Diese sind bis in größere Tiefen der Erdrinde theoretisch interpretiert im Sinne eines intensiven Deckenbaues. Es braucht wohl nicht besonders hervorgehoben zu werden, daß diese Interpretation die Auffassung des Verfassers vom Tiefbau der Ostalpen ausdrücken soll. Weil aber diesbezüglich unter den Auffassungen der Geologen über diese von der Erdoberfläche her der Beobachtung nicht zugänglichen und von der Geophysik her auch nur durch mehrdeutige Modelle deutbaren Räume große Unterschiede bestehen – so wird beispielsweise der eine einer mehr autochthonistischen Auffassung den Vorzug geben, ein anderer Details anders zeichnen oder Störungszonen anders auslegen wollen, ein dritter gar tektonische Einheiten aus anderen Gebieten herleiten oder diese anders verknüpfen wollen, kurz, viele Differenzen sind hier möglich – so ist die *Interpretation des Verfassers* als eine unter einer Anzahl von Möglichkeiten anzusehen. Man braucht nur mit Alpenprofilen zu vergleichen, wie sie z. B. von P. TERMIER, E. CLAR, H. P. CORNELIUS, L. KOBER, R. STAUB und A. TOLLMANN gezeichnet worden sind. Das Grundsätzliche ist allerdings meist sehr ähnlich.

Ein Beispiel für verschiedene Auffassungen: Der Rhenodanubische Flysch (vgl. Kap. 2.3.2.) wird vom Verfasser in einem aufgerissenen Tiefseegraben innerhalb der Europäischen Plattform, also nördlich der Zentralgneise des Tauernfensters, beheimatet gedacht, von anderen Geologen viel weiter südlich im Penninikum. Diese Geologen würden den Flysch daher nicht in die nördlichere Fuge hineinzeichnen, wie es bei den vorgelegten Profilen geschehen ist, sondern irgendwie ins Penninikum; allerdings ist es sehr wahrscheinlich, daß diese nördliche Fuge, wenn auch aus anderen Gründen, auf jeden Fall existiert. Im Text wird auf solche Divergenzen zwischen den Auffassungen der Buchautoren hingewiesen werden, um die Leser nicht allzusehr zu verwirren.

2.2. Die europäische Plattform vor und unter dem Alpenkörper

2.2.1. Die Böhmische Masse und ihre sedimentäre Überlagerung

Schon seit F. E. SUESS wird innerhalb der Böhmischen Masse das östlicher gelegene, schwächer und mehr dynamometamorphe *Moravikum* und das den größten Raum einnehmende, hochmetamorphe *Moldanubikum* unterschieden. Beide Einheiten haben ihre letzten metamorphen Überprägungen in der variszischen Ära erhalten. Sie werden durch jene bedeutende ostvergente Überschiebung getrennt, an der das Moldanubikum über das Moravikum überschoben wurde.

Das Moldanubikum, das lebhafte Faltentektonik zeigt, besteht aus mehreren unterscheidbaren Einheiten. Im Westen des Waldviertels und im Mühlviertel sind mehr monotone Schiefergneise von oftmals großen Granitkörpern mehrerer Generationen durchsetzt, wobei die höchstmetamorphen Gebiete mit verbreiteten migmatischen Erscheinungen im Südwesten gelegen sind. Daran schließt im Osten die sogenannte „Bunte Serie" mit mannigfaltigen Gesteinen (Gneisen, Amphiboliten, Marmoren, Graphitschiefern, Glimmerschiefern u. ä.) an und schließlich am Ostrand eine durch die charakteristischen Gföhlergneise und Granulite gekennzeichnete Serie. Nach neuesten Erkenntnissen liegen diese Gesteine, welche die in diesem Raume höchste Metamorphose erreicht haben, schüsselförmig den anderen, weniger metamorphen Serien auf, weshalb an einen Deckenbau innerhalb des Moldanubikums gedacht wird. Die Gesteine sind sichtlich alt, denn die Zeit ihrer Metamorphose ist mit ca. 400 Mio. J. als kaledonisch festgestellt. Aus diesen östlichen Serien geht auch die Glimmerschieferzone hervor, die langhinlaufend die Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum säumt.

Für das *Moravikum* ist ein *Deckenbau* charakteristisch, mit Gneislamellen sowie Schiefern und Marmoren, der gegen den sogenannten Thayabatholithen bzw. weiter nördlich gegen die Brünner Intrusivmasse hin gerichtet ist, deren Gesteine nach Angaben tschechoslowakischer Geologen bis weit unter die Karpaten hineinverfolgt werden können. Die Metamorphose des Ganzen jedoch ist eine epizonale, wobei eine Zunahme gegen die Moldanubische Überschiebung hin festzustellen ist.

Unser Moravikum ist, regional gesehen, der südlichste Teil eines einstigen Gebirgszuges, der den Ostrand der Böhmischen Masse von hier bis nach Schlesien begleitet und Moravo-Silesisches Gebirge genannt wurde.

Das Alter der einstigen Sedimente und Vulkanite ist unbekannt. Zwar nahm man u. a. auch an, daß metamorphes Altpaläozoikum vorliegt, aber einige neue radiometrische Altersbestimmungen lassen eher ältere Gesteine vermuten. Was die moravischen Marmore betrifft, nahm man nämlich an, daß sie metamorphes Devon seien, wie es in der Gegend von Brünn auf der Brünner Intrusivmasse aufliegt und fossilbelegt ist. Da aber der mit ihnen in Hornfelskontakt stehende Bittescher Gneis ein älteres radiometrisches Alter ergeben hat, müßten die Marmore doch älter sein.

Auf dem Grundgebirge aus Moldanubikum und Moravikum liegen Reste einer *oberkarbonpermischen Sedimentdecke* kontinentaler Prägung. Ebenfalls blieben Spuren einer *Süßwasser-Oberkreide* erhalten. Autochthones Mesozoikum, marin aufsteigend bis in die höhere Oberkreide, gibt es in mehr oder minder großen Resten im Untergrund der Molasse, sowohl in Bayern und Oberösterreich, als auch in Niederösterreich an der Ostabdachung der Böhmischen Masse. Während aber die westlichen Vorkommen mit ihrem Jura in Ausbildung und Gliederung dem Mesozoikum der schwäbisch-fränkischen Alb entsprechen, haben die östlichen Vorkommen deutliche Beziehungen zur Grestener Fazies der alpinen Klippenzone und zu den durch Malmriffe gekennzeichneten mesozoischen Serien der „Äußeren Klippenzone" der Karpaten. Auch marine Oberkreide in Form von Foraminiferen führenden Mergeln und Grünsanden, die dem Regensburger Grünsand entsprechen, haben unter der Molasse in Oberösterreich größere Verbreitung und spielen auch wirtschaftlich wegen der Bitumenführung eine Rolle.

Schon nach der Ära der variszischen Gebirgsbildungen wurde das Gebirge zu einer Rumpffläche eingeebnet, die offenbar heute noch in den sanften Oberflächenformen erkennbar ist.

Jüngere *Störungen* sind häufig, einige sind SW-NE gerichtet und lassen sich weit in die Böhmische Masse hineinverfolgen. Im Mühlviertel hingegen haben viele Störungen die WNW-Richtung des Bayerischen Pfahles.

2.2.2. Die Molassezone des Alpenvorlandes und ihre Fortsetzung zum Karpatenvorland

Die Molassezone begleitet die Alpen im Norden und liegt auf der südwärts hinabtauchenden Böhmischen Masse. Die große Breite, die sie in Bayern hat, verringert sich nach Osten dort, wo die Böhmische Masse den Sporn gegen die Alpen richtet, auf ca. 10 km. Sie verbreitert sich dann wieder weiter nach Osten hin. Außerdem erstreckt sie sich eine unbekannte Strecke weit unter die Alpen hinein. Die Füllung dieses Troges, die im westlichen Teil in der Nähe des Alpenrandes mehrere tausend Meter erreicht, besteht aus alt- und jungtertiären Sedimenten. Über Aufbau, Strukturen, Schichtmächtigkeiten, die Verteilung der Schichten und ihrer Fazies sowie Diskordanzen sind wir heute durch die Arbeiten der Erdölindustrie schon sehr gut informiert.

Mit Ausnahme kleiner Areale im Norden ist die Hauptmenge der Sedimentanlieferung von den sich bildenden Alpen aus dem Süden erfolgt. Abgelagert wurden Mergel, Tonmergel, Sande, Schotter, bzw. Sandsteine und Konglomerate. Im Norden brandete das Meer an der Böhmischen Masse, wo mannigfaltige strand- und küstennahe Bildungen Geologen und Paläontologen schon lange begeistert haben. Dort sind auch Verzahnungen mit kontinentalen Ablagerungen bekannt. Im Obermiozän verschwand das Meer und limnisch-fluviatile Absatzbedingungen traten an seine Stelle (Salzburg und Oberösterreich). Erosionsreste des Tertiärs auf dem Kristallin der Böhmischen Masse sind an vielen Stellen erhalten geblieben.

In den dem Wiener Becken benachbarten und in die Vortiefe der Karpaten übergehenden Molassegebieten sind wiederholt im Karpat und Baden Überflutungen aus dem Osten erfolgt. Im Pannon schüttete eine nördlicher als heute zum Wiener Becken fließende Urdonau den Hollabrunner Schotterkegel auf.

Der Südteil der Molassezone ist noch von der Gebirgsbildung erfaßt und – noch unbekannt wie weit – von Flyschzone und Kalkalpen überschoben worden. In diesem heute überschobenen tiefsten Teil des Molassetroges wurden sogar Flyschbildungen abgelagert. Daher muß sich im Unteroligozän das im obersten Eozän zuerst seicht beginnende Meer rasch vertieft haben bzw. der Untergrund gegen Süden hinuntergebogen worden sein. Dafür sind die im jüngeren Eger ausklingenden Dehnungsbrüche ein beredtes Zeugnis. Ob man aber, wie es W. Fuchs (Kap. 3.2.; 3.12.) tut, das Obereozän in den Nördlichen Kalkalpen schon zur Molasse rechnen soll, bleibe dahingestellt. Wenn man es als Ausläufer des „Zentralkarpatischen Paläogens" ansieht, kann man es auch als Rest eines alpinen Meeres verstehen. Die also nach dem obersten Eozän im Molassebecken nach Norden ausgreifende *Transgression* erreicht seine nördlicheren Teile erst im höheren Oligozän und die höchstgelegenen erst im Untermiozän, eine Transgression, die auch im Alpeninneren bekannt ist. Die am Alpenrand aufgerichteten Schichten des Eggenburgs streichen nach Süden in die Luft aus, während die älteren Schichten von den Alpen bereits überschoben und vor und unter den Alpen stark gestört sind. Die bei Erdölaufsuchungsarbeiten bei *Perwang* nördlich Salzburg am Alpenrand entdeckten Schuppen, deren Oberkreide und Eozän mit der Vorlandausbildung verwandt sind, liegen in Ablagerungen des oberen Eger in von der Tektonik noch stark erfaßten Teilen der Molasse. Während in der östlichen Molassezone die marinen Bedingungen durchgehend bis ins Miozän anhielten, gibt es in der westlicheren Molasse bereits im Oberoligozän eine erste bedeutendere Einschaltung von Brack- und Süßwasserschichten, nämlich die Untere Süßwassermolasse.

Am Alpenrand spricht man bezüglich der Beanspruchung durch die Überschiebung von einer ungestörten, einer gestörten, einer transportierten „subalpinen" und einer überschobenen Molasse. Für diesen Überblick ist diese vereinfachte Einteilung der komplizierteren und sowohl die tektonische Position als auch den Inhalt berücksichtigenden Gliederung von W. Fuchs (Kap. 1.4.; 3.2.) vorzuziehen.

Das Herankommen der randalpinen Decken hat einige *datierbare Marken* hinterlassen. Im Unteroligozän von Rogatsboden gibt es sowohl Eingleitungen von Buntmergelserie als auch im allem Anschein nach jüngsten Teil verbreitet Umlagerungen von Mikrofossilien aus dem Helvetikum. Schon viel weiter nordwärts verschobene Deckenränder beweisen Brekzien mit mehr Komponenten aus dem Helvetikum als aus dem Flysch in Sedimenten des Obereger der Subalpinen Molasse von Bad Hall. Als jüngste und nicht mehr weit transportiert erwiesen sich Schüttungen von Flyschgeröll im Untermiozän am Alpenrand westlich von Wien. Mächtige Konglomerate aus alpinem Schutt in der westlichen Molasse sind Ablagerungen von Vorgängern der heutigen Alpenflüsse. Ganz im Westen ist Geröllmaterial aus der Feuerstätter Decke Bestandteil des unteroligozänen Riesenkonglomerates in den Deutenhausener Schichten östlich von Dornbirn.

Während also nachgewiesenermaßen die Sedimente des Molassetroges *weit unter die Alpen* hineinreichen, gilt der heutige Südrand der Molassezone an der Oberfläche als Nordrand der Alpen. Er tritt nicht immer morphologisch deutlich hervor, insbesondere nicht im Westen, wo auch die Subalpine Molasse mit ihrer Nagelfluh z. T. sogar ansehnlichere Berge aufbaut als die anschließende Nördliche Flyschzone.

Außer den unter die Alpen abgetauchten Teilen der *Europäischen Plattform* gibt es noch andere, die bereits in den Alpenbau einbezogen worden sind. In bezug auf die „Autochthonen Massive" der Westalpen gehört diese Auffassung zum festen Bestand der schweizerischen tektonischen Konzepte. Aber auch in den Ostalpen wird – auch nicht erst heute – überlegt, ob nicht die Zentralgneise der Tauern ursprünglich zur Europäischen Plattform gehört haben, was man auch begründen kann. Schließlich kann man auch darauf hinweisen, daß Kristallin und Paläozoikum der Ostalpen, letzteres wegen seiner deutlichen Beziehung zum Böhmischen Paläozoikum, nicht grundlegend verschieden sind von dem der Europäischen Plattform und jenem der Südalpen, vielleicht mit Ausnahme der Granulite des Moldanubikums und des Quarzphyllites in den Ost- und Südalpen. So kann man mit einer gewissen Berechtigung mit einer einstigen Nachbarschaft vor der Bildung der Flysch-Ablagerungsräume durch Ozeanisierung rechnen.

2.3. Der Aufbau des Ostalpenkörpers

2.3.1. Übersicht

Für das alpine Gebiet mit seiner außerordentlichen Kompliziertheit wird hier vor allem die Charakterisierung der einzelnen *Baueinheiten und ihrer gegenseitigen Beziehungen* versucht – die Diskussion der ursprünglichen Reihung ihrer Entstehungsräume und ihrer Baugeschichte erfolgte schon in den vorangegangenen Kapiteln. Zum Abschluß soll noch ein kurzer Blick auf die jüngsten Ablagerungen im Alpenraum geworfen werden.

Zunächst werden die Baueinheiten ungefähr *in der heutigen Reihung* angeführt, und zwar: Flyschzone (mit Helvetikum und Ultrahelvetikum), Nördliche Kalkalpen, Zentralalpen, darinnen die Penninischen Fenster mit dem Unterostalpin, und die Südalpen.

Vom Gebirgsinnern ausgehend, ergibt sich eine *andere Einteilung:* Als tiefstes das penninische Deckensystem, welches zweifellos den Penninischen Decken der Schweiz entspricht. In der Schweiz diesem benachbart und nördlicher beheimatet, streicht das Helvetikum und das Ultrahelvetikum, von verschiedenen Flyschen überlagert, unter die Ostalpen hinein. Die wurzellose Decke des Rhenodanubischen Flysches wird von den meisten Autoren mitten aus dem penninischen Raum heraus bezogen. Eine Herkunft aus dem südlichsten Bereich des Ultrahelvetikums kann ebenfalls für vertretbar gehalten werden – vielleicht in Form eines aufgerissenen und teilweise ozeanisierten Grabens. In den Alpenprofilen (Abb. 19) ist diese Version gezeichnet, während R. OBERHAUSER (Kap. 3.3. und 3.7.1.) die erstgenannte Auffassung darstellt. Beide Auffassungen können eine Zuordnung der Zentralgneiskerne der Tauern ins südliche Helvetikum nicht ausschließen.

Über dem Penninikum liegt als ausgedehnte Schubmasse mit kompliziertem, zum Teil altem Innenbau das Ostalpin (wofür besonders in der ausländischen Literatur gerne der Name Austroalpin verwendet wird). Zuunterst liegt das Unterostalpin als großenteils tektonisch reduzierter Reibungsteppich unter der Überschiebungsfläche. Im südlichen Graubünden und im Semmeringgebiet ist es jedoch in Form mächtiger Decken ausgebildet. Das Oberostalpin im klassischen Sinne – s. l. – wird heute (nach A. TOLLMANN) geteilt in das Mittelostalpin mit großen Massen von Kristallin und das Oberostalpin s. str. Zu letzterem gehören die Nördlichen Kalkalpen mit ihrer Basis, nämlich der Grauwackenzone und deren Äquivalenten, wie: das Grazer Paläozoikum, die Gurktaler Decke und das Murauer Paläozoikum, der Drauzug, die Steinacher Decke u. a. Am weitesten von ihrem im Süden gelegenen Heimatgebiet entfernt liegen dabei heute die Nördlichen Kalkalpen unmittelbar südlich der viel weiter nördlich beheimateten Zonen des Helvetikums und Rhenodanubischen Flysches, bzw. durch Fenster beweisbar auch über ihnen. Bohrungen haben ferner mehrfach bewiesen, daß die den Nordrand der Alpen zwischen dem Rhein und Wien und weiter nach Mähren begleitende Flyschzone mit den z. T. aufreitenden Kalkalpen auf Molasse des Alpenvorlandes überschoben ist. Sicherlich gewaltige Räume trennten vor der Gebirgsbildung die Ablagerungsräume aller dieser Einheiten!

Die sogenannte Periadriatische Naht – auch bisweilen Alpin-dinarische Narbe oder Grenze genannt – trennt die Nordalpen von den Südalpen; sie wird begleitet von verschieden alten Plutonen (Tonaliten, Granitoiden) und vulkanischen Gängen. In den Südalpen ist in der Nähe dieser Nahtzone das variszische Deckengebirge der Karnischen Alpen unter mächtiger jüngerer Sedimentbedeckung aufgetaucht.

Nach Stillstand der Hauptbewegungen – wir müssen dabei eine schwerpunktmäßig an der Wende der Unter- zur Oberkreide erfolgte, *ältere* von einer zwischen Obereozän und Oligozän besonders kräftigen, *jüngeren Gebirgsbildung* unterscheiden – entstanden eine Anzahl von Einbruchsbecken, wie das Wiener Becken, die vom jungtertiären Meer überflutet wurden. Im Inneren der Alpen füllten sich die Becken mit limnisch-fluviatilen Sedimenten. Der Alpenostrand ist ferner durch einen andesitischen und als Jüngstes basaltischen Vulkanismus ausgezeichnet.

2.3.2. Helvetikum, Ultrahelvetikum und Flyschzone am Nordrand der Alpen sowie ihre Aufschlüsse in den Fenstern der Nördlichen Kalkalpen

Die nördliche Außenzone der Ostalpen besteht aus zwei sehr verschiedenen Einheiten, einer tektonisch tieferen: Helvetikum und Ultrahelvetikum mit Grestener Klippenzone, die von Norden nach Süden und seitlich von Westen nach Osten ineinander übergehen, und einer höheren: der Flyschdecke, auch Rhenodanubischer Flysch genannt. Alle diese Zonen begleiten, mit einer sicherlich nur tektonisch bedingten Unterbrechung südlich des Chiemsees in Ostbayern, die Ostalpen in ihrer ganzen Länge vom Rhein bis Wien und setzen in die Karpaten fort. Wir finden sie auch in Fenstern innerhalb der Kalkalpen. In der Schweiz wiederum hebt unsere Rhenodanubische Flyschdecke gegen Westen in die Luft aus und nur wenige Deckschollen sind z. B. in der Mulde südlich vom Säntisgebirge oder im Wäggital erhalten geblieben.

Die tiefere Einheit verbindet sich in Vorarlberg durch die Säntisdecke mit dem Helvetikum der Schweiz (daher der Name) und taucht in Richtung Bayern, ummantelt von der ultrahelvetischen „Schuppenzone" oder Liebensteiner Decke unter der Flyschdecke unter. Dieses *echte Helvetikum,* das mit charakteristischem Gesteinsbestand etwa bis zum Tegernsee reicht, wird gegen Osten und Süden nach und nach faziell und tektonisch durch *Ultrahelvetikum* ersetzt, das in einer Reihe von schmalen streifenförmigen Fenstern innerhalb und am Nordrande der Flyschdecke der Ostalpen auftaucht. Die schönsten Beispiele dafür bietet die Flyschzone Salzburgs und Oberösterreichs. Es wurde auch in Bohrungen an Schuppengrenzen und an der Basis der Flyschdecke nachgewiesen. Im Vergleich mit der durch mächtigere Kalke bedingten ruhigeren Tektonik des Helvetikums in Vorarlberg und dem Allgäu, ist das Ultrahelvetikum in sich intensiv verfaltet und geschuppt. Gegenüber jenem ist es nämlich eine fast nur mergelige bis tonige, pelagische Schichtfolge mit oft bunter Färbung und geringer Mächtigkeit ohne Flyschcharakter. So steht es in besonders krassem *Gegensatz* zu der Sandstein – Mergel – Schieferton-folge des altersgleichen Rhenodanubischen Flysches, der mehrere tausend Meter Mächtigkeit erreicht und die klassische Flyschausbildung zeigt.

Weil die sedimentäre Hülle der tiefmesozoischen Klippengesteine von Gresten die Buntmergelserie darstellt und ferner kein Zweifel besteht, daß der Rhenodanubische Flysch auch südlich ihrer Klippen vorkommt, muß die *Grestener Klippenzone* noch zum *Ultrahelvetikum* gerechnet werden. Sie ist im Wolfgangseefenster und vom Traunsee ostwärts in schmalen Streifen nördlich der Kalkalpen aufgeschlossen.

Zum Rhenodanubischen Flysch hingegen gehört als Rest des einstigen Untergrundes die *Klippenzone von St. Veit* (in Wien), deren Klippengesteine zwar mit denen der Grestener Klippenzone verwandt sind, aber eben *Flysch* und nicht Buntmergelserie als stratigraphische Hülle besitzen.

Flyschdecke und Helvetikum sind häufig miteinander verfaltet und verschuppt. Der *Baustil* der Flyschdecke wird von meist ohne Belastung geprägten nordvergenten, öfter auch verstümmelten Falten und Schuppungen beherrscht. Diese Falten lösen sich oft ab und sind auch nicht selten durch Querstörungen mit gegen Norden vorgeschobenem Ostflügel verstellt. *Deckenbau* innerhalb der Flyschzone ist nur wenig ausgeprägt, besteht aber vielleicht im Allgäu und ist im *Wienerwald* gesichert, wo drei Dekken, die Greifensteiner, Kahlenberger und Laaber Decke unterschieden werden. Weitere Komplikationen bringen die in *Streifenfenstern* aufgeschlossenen Aufschürfungen von Ultrahelvetikum, die Fenster von Grestener Klippenzone und ihre Fortsetzungen in den Wienerwald. Von weiteren Bauelementen der Flyschzone wird noch gesprochen werden.

Während im Süden die santon-campane Zementmergelserie mächtiger ist, wird im Norden die stärker sandige Folge des Maastrichts bis Alttertiärs mächtiger und baut fast allein die Flyschzone auf. Die bereits erwähnten Streifenfenster sind, wie man öfter noch erkennen kann, aus Falten hervorgegangen, und fast immer wird das Ultrahelvetikum von den tieferen Schichtgliedern der Flyschfolge begleitet, die fast immer stark gestört und tektonisch reduziert zu sein pflegen, also eine Art Gleitteppich der Flyschdecke bilden. Am kompliziertesten sind die Strukturen in der Flysch- und Klippenzone etwa zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und der Traisen. Hier taucht, umgeben von ultrahelvetischer Buntmergelserie, auch die alte *Molasse von Rogatsboden,* häufig in Flyschfazies, unter der Flyschdecke auf. Südlich davon zieht die Grestener Klippenzone durch, die sich wegen beiderseitiger Begleitung durch Flyschschollen ebenfalls als fensterartige Struktur erweist.

In Vorarlberg und im Allgäu kommen zu den genannten noch weitere interessante Bauele-

mente hinzu, vor allem die aus Flyschgesteinen bestehende Feuerstätter Decke, die auch Blockschichten mit Granitblöcken u. a. umfaßt (Bolgenkonglomerat) und daher auch als „Wildflysch" bezeichnet wird. Sie liegt über dem hier als Liebensteiner Decke oder Schuppenzone benannten Ultrahelvetikum. Ferner gibt es hier noch Serien mit Diabasen (z. B. am Hörnlein), deren Alter und Stellung aber noch nicht völlig geklärt sind.

Sicherlich ausgewalzt und zerrissen, aber doch mehrmals in Fenstern emportauchend, bilden Flysch und Helvetikum bzw. Ultrahelvetikum einen *Teppich unter* den weit überschobenen Nördlichen Kalkalpen. In diesem ist, bisher allerdings nur einmal in der Bohrung Urmannsau (östlich Gaming, Niederösterreich), auch ältere Molasse in Flyschfazies nachgewiesen, wie sie in Rogatsboden südöstlich von Amstetten als transportiertes Fenster auch in der Flyschzone selber auftaucht. Die genannte Bohrung hat auch bewiesen, daß noch weiter im Süden unter den Kalkalpen oder vielleicht gar unter der Grauwackenzone die erwähnten Gesteine über einem mehr oder minder autochthonen Molasseuntergrund mit seiner Basis, dem Kristallin der Böhmischen Masse, anstehen müssen. *Fenster in den Kalkalpen* beweisen immer wieder, daß die Wurzeln des Flysches weit im Süden liegen müssen: das Fenster von Brettl, noch sehr nahe dem Kalkalpen-Nordrand gelegen, das Fenster von Windischgarsten, schon im südlichen Drittel der Kalkalpen-Breite, das eine Überschiebungsweite der Kalkalpen von mindestens 25 km belegt und das Fenster am Wolfgangsee, das zwar im Nordteil der Kalkalpen liegt, aber neben Flysch auch Klippenzonen-Gesteine (Ultrahelvetikum) enthält. In den letztgenannten Fenstern dominieren die Mittelkreide- bis Untersenon-Anteile der Flyschserie, vermutlich weil die jüngeren Flyschanteile bei der Überschiebung größtenteils abgeschürft worden sind. Zahlreiche Fenster von südpenninischer Arosazone durchlöchern die westlichsten Kalkalpen.

Ihre Ophiolithe führenden Abfolgen liegen dort auch am Erosionsrand der Kalkalpen allgemein zwischen ihnen und dem Rhenodanubischen Flysch; im Falle des Fensters von Nüziders bei Bludenz wurde auch Falknisdecke mit einbezogen.

Was das *Alter der tektonischen Bewegungen* anbelangt, so ist als Hauptzeit das jüngere *Oligozän* anzusehen (Unter-Eger). Am Alpenrand sind im Westen noch Schichten des Eggenburgs, im Osten sogar des Ottnangs randlich beeinflußt worden. Älteres Oligozän ist bei Rogatsboden noch ganz in den tektonischen Bau einbezogen.

2.3.3. Die Nördlichen Kalkalpen

Ein überaus charakteristisches Bauelement der Ostalpen nimmt südlich der Rhenodanubischen Flyschzone den Raum zwischen Rhein und Wiener Becken in Form eines bis zu 50 km breiten Streifens ein: die Nördlichen Kalkalpen. In Morphologie und Landschaft bilden sie reizvolle Kontraste zur Flysch- und Zentralalpenlandschaft. Der Beweis der Ortsfremdheit ergibt sich aus den vorhin erwähnten Umständen. Außerdem müssen sie als „wurzellos" angesehen werden, d. h., daß sie sich weder am Ort ihrer Entstehung befinden, wie man früher glaubte, noch eine Verbindung zu einem ehemaligen Heimatgebiet besitzen. Es wurde auch bereits davon gesprochen, daß die Nördlichen Kalkalpen jene tektonische Großeinheit der Ostalpen sind, die am weitesten von ihrem Heimatgebiet weg nach Norden transportiert worden ist.

Der *Deckenbau der Kalkalpen* ist schon lange bekannt und grundsätzlich unbestritten, wenn auch an einzelnen Stellen noch diskutiert wird, ob dort Deckengrenzen oder „gebundene Tektonik" vorliegen. Er stammt aus zwei Gebirgsbildungsperioden, deren ältere, mit ihrem Höhepunkt im *Turon,* man als altalpidisch bezeichnen kann, und einer jüngeren, der jungalpidischen, mit ihrem Höhepunkt im *Oligozän.* Für die Einstufung der älteren Strukturen sind die marinen Kreideablagerungen besonders wichtig. So gestatten die Schichten des Apt-Alb-Cenomans die Erkennung erster altalpidischer Ereignisse, die transgredierenden Gosauschichten des Senons bis Eozäns die zeitliche Festlegung des altalpidischen tektonischen Hauptereignisses im Turon, sowie weiterer Ereignisse während ihrer Bildungszeit. Die jünger tertiären Bildungen wiederum erlauben das zeitliche Erfassen der jungalpidischen tektonischen Vorgänge. Wo Gosauschichten in die Tektonik einbezogen sind, kann man dadurch öfter das Ausmaß der jungalpidischen Überschiebungen abschätzen. Die Kalkalpen wurden im Rahmen der altalpidischen Gebirgsbildung zuerst auf dem mittelostalpinen Kristallin und Resten seiner einstigen permomesozoischen Sedimentbedeckung in Form von Decken aufgestapelt. Dies erfolgte in jenem Baustil,

wie er heute noch in den Westkarpaten vorliegt. Zum Unterschied von den Karpaten ist aber in den Ostalpen ein größerer Teil dieses Deckenstapels nachfolgend im Zeitraum etwa zwischen Oligozän und Untermiozän, vermutlich mit Beteiligung von Schwereglеitung, die durch weiterausgreifende Subduktion ausgelöst worden sein könnte, nach und nach über den Flysch, das Helvetikum und Teile des Molasseraumes hinwegbefördert worden. Die im Süden liegengebliebenen Reste wurden meist abgetragen. Nur die Ebersteiner und Griffener Trias, der Drauzug, die Nordkarawanken und einige andere Reste blieben erhalten.

Der schematischen *Gliederung der Kalkalpen* in voralpine tiefere und hochalpine höhere Dekken steht die Gliederung in die Ordnungsbegriffe „Bajuvarikum", „Tirolikum" und „Juvavikum" bzw. bajuvarische, tirolische und juvavische Decken gegenüber. Dieses Deckengebäude ist unter Einwirkung des in erster Linie Süd-Nord gerichteten tektonischen Druckes durch Zerstükkelung einer gut gegliederten, fast ausschließlich karbonatischen Trias-Neokomschichtfolge entstanden, in der Kalke und Dolomite der Trias tonangebend sind, während Jura und tiefe Kreide als Erosionsreste in Mulden wesentlich geringere Verbreitung haben. Die Mächtigkeiten, insbesondere der Trias, sind in der Regel im Süden viel größer als im Norden, was trotz des Deckenbaues auch heute noch klar zu erkennen ist. Die Kalke und Dolomite verleihen durch die meist helle Farbe und ihre Beschaffenheit den Kalkalpenlandschaften ihr charakteristisches Gepräge, wobei die Beckenlandschaften mit Jungschichten darin anmutige Kontraste hervorrufen. Nach dem Turon transgredieren die Gosauschichten auf das Deckengebäude.

Im Süden sind die hochalpinen Decken der Nördlichen Kalkalpen noch weitgehend mit der Grauwackenzone als einstigem *Untergrund* verbunden. Oft sind die Kalkalpen durch eine massive Stockwerktektonik von ihrem Untergrund abgeschert worden, was man in Vorarlberg, aber auch an vielen anderen Stellen beobachten kann. Dabei ist der paläozoische Untergrund im Süden in der Nähe des Kalkalpensüdrandes zurückgeblieben und bildet dort eben die *Grauwackenzone.* In größeren Teilen ist ihre höhere Norische Decke, die aus altpaläozoischen Schichten besteht, der Untergrund der Kalkalpen – aber auch die tiefere Veitscher Decke in der Steiermark (in der Karbon tonangebend ist) kommt durchaus als ehemalige Deckenbasis in Betracht, wenn man die Verhältnisse in den Westkarpaten zum Vergleich heranzieht. Ja, in Westtirol und Vorarlberg zeigt die an Quarzphylliten reiche Dekkenbasis der Kalkalpen sogar wieder eine deutliche Verwandtschaft mit der Veitscher Decke!

Allgemein gesprochen ist dieses Zurückbleiben der tieferen Teile der Schubmassen in den nördlichen Einheiten der Kalkalpen besonders ausgeprägt. In der sogenannten Cenoman-Randschuppe, auch kurz Randcenoman genannt, findet sich oft nur (Alb-)Cenoman (mit tiefem Turon), höchstens noch ein wenig Neokom oder Jura, vereinzelt auch Hauptdolomit; die Frankenfelser Decke und ihre Äquivalente beginnen überwiegend mit Hauptdolomit oder Raibler Schichten und erst in der Lunzer bzw. Lechtaldecke ist die Schichtfolge häufig vollständiger. Nur die südlichsten hochalpinen Einheiten pflegen, wie gesagt, durch eine Untertrias noch einigermaßen mit der paläozoischen Unterlage verbunden zu sein.

Ohne allzusehr verallgemeinern zu wollen, zeigen jene Teile der Kalkalpen, die aus leichter faltbaren Gesteinen bestehen, zu denen auch der gebankte Hauptdolomit gehört, eine kompliziertere Falten- und Schuppentektonik (wie z. B. die Lechtal- oder Lunzer Decke), während die steiferen Karbonatgesteinsplatten der hochalpinen Decken zwischen Wiener Becken und den Loferer Steinbergen zur Form der Plateauberge neigen. Sie tragen die größten Karsthochflächen der Alpen.

Was die *Deckengliederung* betrifft, so kann man, abgesehen von der Cenoman-Randschuppe, die Deckengruppe der Frankenfelser, Ternberger und Allgäudecke dem Ordnungsbegriff „Tiefbajuvarikum", die Lunzer, Reichraminger und Lechtaldecke dem „Hochbajuvarikum", die Krabachjochdecke, Inntaldecke, Staufen-Höllengebirgsdecke, Totengebirgsdecke, Warscheneckdecke und Ötscherdecke dem „Tirolikum", die Hallstätter Zonen und Deckschollen, sowie die Mürzalpendecke dem „Tiefjuvavikum" und die Berchtesgadener, Dachstein- und Schneebergdecke dem „Hochjuvavikum" zuteilen. Die Meinungen sind geteilt, ob es sich bei den Hallstätter Zonen um Hallstätter „Kanäle" handelt, die in die Karbonatplattformen eingeschaltet sind, oder ob das Vorkommen in mehreren, oft schmalen Zonen tektonische Ursachen hat, wie z. B. E. Spengler in seinem Deckenkonzept der Kalkalpen annahm. Es gibt eine Anzahl von Punkten, wo – nicht immer unbestritten – der primäre stratigraphische bzw. fazielle Kontakt zwischen Hallstätter Ablagerungen und Riffbildungen noch erhalten ist. Die Verbindung mit permischem Salzgebirge ist sicherlich einer der Gründe für die Sonderstellung der Hallstätter Fazies im Kalkalpenraum.

Gerade die Hallstätter Fazies ist schon sehr bald (zur frühalpidischen Zeit) in tektonische

Prozesse einbezogen worden. Schon *im Jura* sind ihre Gesteine, wohl im Zusammenhang mit Salzauftrieb, in Bewegung geraten und finden sich örtlich mit Haselgebirge zusammen in Jura- bis Unterkreide-Ablagerungen als Komponenten in Turbiditen und Olisthostromen oder als deckschollenähnliche Olistholithe wieder.

Bei der groben Gliederung der Kalkalpen kam es auch zu einigen Unstimmigkeiten. So steht die als tirolisch eingeordnete Inntaldecke in Tirol der hochbajuvarischen Lechtaldecke weitaus näher, als etwa im Osten die dem Tirolikum zugeteilte Ötscherdecke der hochbajuvarischen Lunzer Decke. Ähnlich ist es mit dem sogenannten Tirolischen Bogen bzw. der Staufen-Höllengebirgsdecke, welche an beiden Enden aus Antiklinalen innerhalb des Hochbajuvarikums entsteht.

Während in den Kalkalpen Tirols mächtigere mittelkretazische Jungschichten die Decken trennen und die oberkretazischen Gosauschichten von Osten her übergreifen, sind von Salzburg an ostwärts die Mittelkreideschichten fast nur auf den nördlichsten Randstreifen beschränkt und werden dort als Merkmal des Tiefbajuvarikums gewertet, während die Gosauschichten charakteristische Bestandteile des Deckengebäudes vom Hochbajuvarikum aufwärts sind.

Für die Beurteilung des Internbaues ist die Tiefenerosion durch die Decken hindurch von großer Bedeutung. *Halbfenster und Fenster,* die allerdings auch bestritten wurden, gibt es in den Tiroler Kalkalpen. Auch Schürflinge tiefer kalkalpiner Decken im Rahmen der Flyschfenster können hier angeführt werden. Vor allem im östlichen Teil der Kalkalpen sind Fenster schon lange bekannt und nicht umstritten: das Fenster in der Urmannsau (wichtige Bohrung!) bei Gaming, das Annaberger Fenster, das Hengst- und Ödenhoffenster im Schneeberggebiet und das Schwechattalfenster westlich Baden. Schließlich sind erst vor kurzer Zeit entdeckte Schürflinge in der Hinterbrühl westlich Mödling erwähnenswert, die durch Keuper, sandigen Lias und Mittelkreide charakterisiert werden und mit hoch- und nord-subtatrischen Serien der Westkarpaten verglichen werden können.

In den Nördlichen Kalkalpen sind interessante *Querstrukturen* bekannt. Die markanteste ist diejenige der Weyerer Bögen, die als gegen Westen konvexe Struktur vom äußeren Kalkalpenrand südöstlich Steyr bis fast an den Innenrand zurückgreift und vermutlich durch kleine Verschiedenheiten der Schubrichtungen zu beiden Seiten zustandegekommen ist. Das mehr Südsüdwest – Nordnordost gerichtete Streichen des Gebirges zwischen der Hohen Wand und etwa Hernstein am Ostrand der Kalkalpen deutet ebenfalls einen Bogen an, der einen Zusammenhang mit karpatischen Streichrichtungen anzeigt. Ein weiterer größerer Bogen ist im Westen im Allgäu deutlich zu erkennen; er leitet jene drastische Verschmälerung der Kalkalpen ein, die ja dann im Rätikon nach Westen ausheben. Kleinere Bögen sind nicht selten, manche gehen in Querstörungen über, wie die Trauntalstörung in Oberösterreich. Bei anderen pflegt der Ostflügel nach Norden verschoben zu sein, wie etwa an der Göstlinger Störung in Niederösterreich. Nicht minder wichtig sind etwa WNW bis NW streichende *tiefgreifende Störungen,* wie die von Grünau-Windischgarsten, die sich auf etwa 50 km Länge erstreckt, oder jene vom Wolfgangsee, die ca. 30 km lang ist, weil an ihnen Flysch und Schürflinge randkalkalpiner Einheiten, am Wolfgangsee sogar Ultrahelvetische Klippenzone hochgepreßt worden sind, sodaß die Erosion Fenster (2.3.2.) öffnen konnte, die für die Einschätzung der Tektonik von größtem Wert sind.

2.3.4. Die Grauwackenzone sowie ihre Äquivalente in den Zentralalpen in Verbindung mit aufliegenden Resten aus Mesozoikum und Eozän

Vom Alpenostrand zieht die Grauwackenzone in einer Breite von maximal 25 km nach Westen mehr oder minder geschlossen bis in die Gegend von Schwaz in Tirol. Was vom Innsbrucker Quarzphyllit etwa doch nicht zum Unterostalpin, sondern zur Grauwackenzone gehört, müßte erst untersucht werden. Westlich von Innsbruck verschwindet sie fast ganz durch tektonische Ausschaltung, setzt sich aber ab Imst bis zum Westrand der Ostalpen weiter fort, wobei immer mehr höher metamorphe Anteile vorliegen. Jene Unterbrechung wurde durch einen kräftigen Nordvorschub der Ötztaler Masse verursacht.

Die *Grauwackenzone* besitzt ferner *Äquivalente* in den Zentralalpen: das Grazer und Murauer Paläozoikum, die Gurktaler und Steinacher Decke sowie vermutlich die paläozoischen Unterlagen des Drauzuges, während der von

A. TOLLMANN (1953) hinzugenommene Schneeberger Zug bei Sterzing auszuklammern ist.

Die Grauwackenzone ist bzw. war im Hangenden mit den Nördlichen Kalkalpen stratigraphisch verbunden, wobei die Kontakte sehr oft gestört sind. Weiters trennen *permomesozoische Sedimentreste* auf dem unterlagernden *mittelostalpinen Kristallin* die Grauwackenzone und ihre Äquivalente von dem letzteren und erweisen somit ihre Auflagefläche als sehr *bedeutende Schubfläche* (vgl. S. 108).

Schon lange bekannt ist die Gliederung der Grauwackenzone in der Steiermark in die höhere *Norische* und die tiefere *Veitscher Decke.* Teildecken der Norischen Decke, deren Stapelung variszischen Alters zu sein scheint, sind bereits erkannt worden. Jene die Haupteinheiten trennende Norische Fläche jedoch muß alpidisches Alter haben, denn es ist ja das pflanzenführende Oberkarbon der Veitscher Decke zu den postvariszischen Ablagerungen zu rechnen. Vielfach allerdings neigt man immer noch dazu, die Norische Schubbahn als alpidisch überformten variszischen Deckenbau zu sehen (H. P. SCHÖNLAUB in 3.6.8.). Jedenfalls sollte im Auge behalten werden, daß auch die Veitscher Decke als ehemalige Basis nördlicherer kalkalpiner Einheiten durchaus in Betracht kommt (vgl. S. 89).

Die Norische Decke besteht hauptsächlich aus Altpaläozoikum und umfaßt insgesamt Ordoviz bis Unterkarbon. Auf ihr transgredieren die permischen Präbichlschichten als Einleitung der mesozoischen Schichtfolgen der Kalkalpen. Ihre bisweilen sehr deutliche Basisdiskordanz dokumentiert variszische Tektonik und nachfolgenden Eingriff der Erosion. Vor allem wegen der örtlichen Umwandlung devonischer Kalke in Siderit und Ankerit hat diese Einheit auch wirtschaftliche Bedeutung. Ursache und Alter dieser Umwandlungsvorgänge werden neuerlich diskutiert.

Gesteine, die der Norischen Decke entsprechen, kennzeichnen die Grauwackenzone bis in die Gegend von Schwaz in Tirol, wo sie auskeilen. Hier kommen sogar Gneisschollen an ihrer Basis vor, z. B. am Kellerjoch.

Unter der Norischen Decke liegt also die Veitscher Decke mit ihrem Karbon, speziell Oberkarbon, das gelegentlich Pflanzenreste und umgewandelte kleine Kohleflöze führt. Hier wiederum sind einige Kalke in Dolomit und Magnesit umgewandelt worden, was ebenfalls wirtschaftlich von Bedeutung ist.

Zur Grauwackenzone werden westlich von Innsbruck jene Gesteinszüge gerechnet, die analog den Verhältnissen weiter im Osten, wegen ihrer Trennung durch die Permotrias der Thialspitz-Puschlin-Zone vom Silvrettakristallin, dieselbe Position wie die östlichere Grauwackenzone einnehmen. Sie bestehen vornehmlich aus Quarzphylliten, wobei höher metamorphe Gesteinsanteile gegen Westen bedeutend zunehmen. Bei letzteren, insbesondere den *Phyllitgneisen* des Arlberggebietes, ist die Meinung geteilt, ob sie diaphthoritisches Silvrettakristallin oder höher metamorphe Anteile des Quarzphyllites sind. Jedenfalls aber sind kleine Karbonvorkommen bekannt, die die Verwandtschaft zur Veitscher, aber auch zur Steinacher und Teilen der Gurktaler Decke unterstreichen. Sollte hier tatsächlich bereits die „Veitscher Decke" die Unterlage der Lechtaldecke sein?

Der größte Deckenrest auf den Zentralalpen, der der Norischen Decke weitgehend entspricht, ist das *Grazer Paläozoikum.* Dieses besteht aus einigen Decken, die sich faziell etwas unterscheiden, und ist kompliziert gebaut. Das Ausmaß der variszischen Tektonik wird verschieden beurteilt. Heute neigt man dazu, auch einen erheblichen Anteil altalpidischer Tektonik anzunehmen, welche zur Zeit der Belastung durch die hier vor der Transgression der Kainach-Gosau gestapelten altalpidischen Kalkalpen abgelaufen sein dürfte. Die Liegendfläche, an der das Grazer Paläozoikum dem mittelostalpinen Kristallin aufliegt, ist sicherlich eine bedeutende Schubbahn, die auch in der Bohrung Afling U 1 der ÖMV AG bei Kainach deutlich zu erkennen war. Sie ist auch mit Schollen wahrscheinlicher *Zentralalpiner Trias* (Raasbergfolge) und von fraglichem Karbon (Folge von Laufnitzdorf), möglicherweise einem Schubspan der Veitscher Decke, als Deckenscheidern besetzt. Die Einbeziehung des als Gosau gedeuteten Gamser Konglomerates in die Tektonik spricht für Mitwirkung jungalpidischer Vorgänge. Gegen Südosten ist das Grazer Paläozoikum samt dem darunterliegenden Mittelostalpinen Kristallin weit unter dem Jungtertiär des Steirischen Beckens verbreitet.

Im Gebiet von Turrach bzw. im dortigen Bereich der *Gurktaler Decke* (im Grenzgebiet zwischen Kärnten und dem Lungau), die kompliziert gebaut zu sein scheint, wie auch in der *Steinacher Decke* im Brennergebiet in Tirol, ist Oberkarbon mit gelegentlich auftretenden kleinen Anthrazit- oder Graphitflözen (und ab und zu Pflanzenresten) mit typischem Quarzphyllit verbunden.

Ferner gibt es in der Gurktaler Decke noch altpaläozoische Serien in großer Verbreitung, die dem Murauer Paläozoikum, aber auch der Magdalensbergserie vergleichbar sind. Zum Komplex der Gurktaler Decke gehört somit auch das *Murauer Paläozoikum,* das von der alpidischen

Erläuterungen zu den Profilen 5–8 der Abbildung 19, S. 99

Profil 5

Das Profil läuft über die Vorlandmolasse des Bayerischen Alpenvorlandes bei Bad Tölz und über die Nordtiroler Kalkalpen ins westliche Tauernfenster, sodann über die Rieserfernergruppe und die Periadriatische Naht bei Welsberg in die zentralen Südtiroler Dolomiten. Hier wurde ein Profilentwurf von CH. HAUSER und O. THIELE mitverwendet.

Entsprechend seiner Verbreiterung ist das Bekken der Vorlandmolasse bereits merklich tiefer als im Osten. Vermutete Untergrundstrukturen sowie die mesozoische Bedeckung des Kristallins sind hier eingetragen. Letztere ist hier schon mächtiger und konstanter. Irgendwo unter den nördlichen Ostalpen ist der allmähliche Übergang in das Helvetikum zu suchen. Die Subalpine Molasse ist hier wesentlich breiter geworden und besteht – charakteristisch für diese westlichen Gebiete – aus einigen Synklinalen, die durch Schubbahnen getrennt werden.

Nachdem hier erstmals im Helvetikum Serien von der Art des Vorarlberger und Schweizer Helvetikums auftreten, dürfte auch seine Mächtigkeit größer sein als die des Ultrahelvetikums, das aus durchwegs geringmächtigen Serien besteht. Die Flyschzone ist wieder schmäler als in Oberösterreich und Salzburg. Wie bei allen Profilen wird auch hier vorausgesetzt, daß Molasse, Helvetikum und Flysch weit unter die Alpen und z. T. in die als Heimatgebiet des Rhenodanubischen Flysches angesehene große Fuge hineinreichen; in welchen Mächtigkeiten und Zusammenhängen ist nicht bekannt.

Die Kalkalpen bestehen aus einer schmalen Vorzone der Allgäudecke und einer breiten, gefalteten und teilweise geschuppten Lechtaldecke, auf der die Gosau von Brandenberg transgrediert. Erst einige Kilometer weiter westlich beginnt die Inntaldecke. Das auf den südlichsten Teilen der Lechtaldecke transgredierende Inntaltertiär ist teilweise an Störungen eingesenkt, die in ihrer Bedeutung Lineamentcharakter anzunehmen scheinen und auch weiter Inntal-aufwärts bis ins Engadin auffällig sind. Die Trias der Kalkalpen mit ihrer permischen Basis transgrediert ferner auf das Altpaläozoikum der Grauwackenzone. Fast nie sonst gibt es, so wie hier, darunter Kristallinschollen, wie jene des Kellerjoches. Sie werden meist als mittelostalpin angesehen. Hier wird aber versucht, sie als Grundgebirgsreste des Altpaläozoikums zu deuten und den merkwürdigen halbfensterartigen Teil des darunterliegenden Quarzphyllites der Veitscher Decke zuzuordnen.

Im Falle der Deutung des Kristallins als Mittelostalpin müßte jene „Veitscher Decke" mit der Signatur des unterostalpinen Quarzphyllites versehen werden. Es ist ein Deutungsversuch, der hier erst zur Diskussion gestellt werden soll. Die im Falle der Annahme einer Veitscher Decke erforderliche Störung müßte man als Fortsetzung bzw. Verbindung derjenigen Lineamente ansehen, die im Salzachtal und Inntal gewiß eine größere Bedeutung haben. Teile des vermißten mittelostalpinen Rahmens müßten dann an den Störungen in die Tiefe abgewandert sein.

Südlich dieser Störung (oder auch unter der Grauwackenzone und mittelostalpinen Kristallinresten?) breitet sich Quarzphyllit mit Resten einer verkehrten mesozoischen Serie am Tauernfensterrand aus, der als unterostalpin aufgefaßt wird. Darunter liegt die penninische Schieferhülle des Tauernfensters mit z. T. steiler aufgerichteten und zerschlissenen Zentralgneisen im Kern, die auch hier erst in jüngster Zeit kuppelförmig aufgewölbt worden sind. Im Süden muß auf die ziemlich schmale, aus unterostalpinen und penninischen Elementen aufgebaute, intensiv verschuppte („Melange"-ähnliche) Matreier Zone hingewiesen werden.

Mächtiges mittelostalpines Kristallin hat einst das ganze Tauernfenster zugedeckt und wurde durch die Erosion entfernt. Seine Überschiebung und mächtige Überlagerung sind für die charakteristische Tauernmetamorphose verantwortlich zu machen. Das Kristallin selbst wurde im Süden in geologisch junger Zeit von dem Tiefengesteinskörper des Rieserferner-Tonalites diskordant durchbrochen, der zwar zu den periadriatischen Intrusiven zu zählen ist, allerdings noch nördlich der Naht aufgedrungen war.

Die Periadriatische Naht selbst verläuft nämlich weiter südlich im Rienztal, wo sie bei konstantem West- bis Westnordweststreichen als teilweise sehr junge Störung das mittelostalpine Deckenland gegen Westen immer mehr einengt und dann beinahe den Tauernfensterrand erreicht. Eine horizontale Verschiebungskomponente größeren Ausmaßes wird vielfach angenommen.

Südlich der Naht liegt wiederum südalpines Territorium. Die Unterlage des transgressiv liegenden Perms und der südalpinen Trias der Dolomiten ist Quarzphyllit. Das variszische Deckengebirge der Karnischen Alpen hat etwas östlicher (bei Innichen) ein Ende gefunden, wobei das schon vorpermisch hergestellte Verhältnis zwischen diesem und dem südlich und westlich angrenzenden Quarzphyllit noch unklar ist. Die nicht sehr starke, südgerichtete Tektonik der Dolomiten ist im Profil zum Ausdruck gebracht. Nicht bekannt ist die Tiefenlage der wahrscheinlichen kristallinen Unterlage des Quarzphyllites.

Profil 6

Dieser Schnitt wurde etwa 50 km weiter westlich aus dem Alpenvorland bei Weilheim-Schongau übers Wetterstein- und Karwendelgebirge und über das Inntal westlich Innsbruck in das Gebirge westlich der Brennerfurche gezogen. Das Südwestende des Tauernfensters gerade noch schneidend, erreicht er bei Mauls südalpines Gebiet und die westlichen Südtiroler Dolomiten. Ein Profilentwurf CH. HAUSERS wurde mitverwendet.

Die tiefsten Teile der mächtigeren Vorlandmolasse und das mit einer mächtigeren mesozoischen Haut ausgestattete kristalline Grundgebirge ist nach Aussage der Geophysik von Brüchen betroffen worden. Die Mulden-Schuppenstrukturen der Subalpinen Molasse sind ähnlich jenen der benachbarten Profile. Helvetikum kommt im Schnitt nicht mehr ganz an die Oberfläche; die Flyschzone ist eher schmal und tektonisch stärker gestört. Das weite Hineinreichen unter die Alpen wurde so wie bisher gezeichnet. Im Untergrund ist wiederum der sehr allmähliche Übergang des Vorlandmesozoikums in das Helvetikum zu vermuten.

In den Kalkalpen wird eine schmal ausstreichende Allgäudecke von einer breit hingelagerten, gefalteten und z. T. geschuppten Lechtaldecke überlagert. Die Inntaldecke liegt im Karwendel der Lechtaldecke auf. Steile Strukturen im breiten Inntal sind häufig festzustellen. Nach Hinweisen steht in seinem Untergrund auch Quarzphyllit an, der hier als Äquivalent der tieferen Grauwackendecke angesehen wird. Das Altpaläozoikum der höheren Grauwackendecke endet nämlich bei Schwaz und es sieht so aus, als würde hier die tiefere Grauwackendecke mit (Landecker) Quarzphyllit und stellenweise etwas Oberkarbon die Unterlage dieses Teiles der Kalkalpen bilden.

Erläuterungen zu Seite 99

Das Inntal ist als Subduktionszone gezeichnet. Die Südbegrenzung ist im Schnitt jene Störung, an der der jüngere Vorschub der Ötztaler Masse erfolgt ist.

Die mittelostalpine Ötztaler Masse, hier in den Stubaier Alpen, trägt das stratigraphisch aufliegende, altalpidisch schwach metamorphe Brennermesozoikum, das von der auch wieder aus Quarzphyllit und etwas Oberkarbon bestehenden Steinacher Decke überschoben wurde, die der oberostalpinen Grauwackenzone gleichzusetzen ist.

Die Trias-Juraauflage dieser Decke ist längst tektonisch abgewandert (als Nördliche Kalkalpen) oder durch Erosion entfernt worden (z. B. Gerölle in der Gosau). Am Ort sind ihre Spuren heute nur noch in Form kleiner Deckenreste und Schollen zu erkennen, die als nichtmetamorphe Schübling unter die Steinacher Decke in jungalpidischer Zeit eingewickelt wurden (z. B. die Blaserdecke). Auf die frappante Ähnlichkeit mit der Gurktaler Decke (Profil 3) muß besonders aufmerksam gemacht werden. An dem vom Profil in sehr spitzem Winkel geschnittenen Ostrand der Ötztaler Masse ist eine vermutete Fortsetzung der Silltalstörung eingetragen.

Entsprechend der großen Breite des unterostalpinen Quarzphyllites östlich vom Wipptal ist dieser auch unter der Ötztaler Masse breit eingezeichnet, ebenso das Penninikum, das an der Oberfläche am Südwestende des Tauernfensters nur mehr schmal angeschnitten wird. Die Matreier Zone ist praktisch ausgequetscht.

Ein nur mehr ganz schmales Stück mittelostalpinen Kristallins trennt das Tauernfenster von der Periadriatischen Naht, die sich gerade hier, wo sie dem jungalpidischen Tauernfenster sehr nahe kommt, als sehr junge Störung erweist. Sie könnte in der Tiefe das Tauernfenster um den Betrag von mehr als zehn Kilometern verwerfen. Die Möglichkeit des Aufdringens junger Plutone an der Störung wird in Betracht gezogen.

Auf südalpinem Gebiet steht hier der Brixener Granit an, der zu den alten periadriatischen Intrusiven gezählt wird. Die Unterlage der westlichen Südtiroler Dolomiten ist hier Perm mit Quarzporphyr, darunter wieder Quarzphyllit, der in unbekannter Tiefe einem Kristallin aufliegen muß. Die südgerichtete Tektonik kommt zum Ausdruck.

Profil 7

Dieser Schnitt verläuft nur wenig westlich des vorigen und ist aus der Gegend von Landshut in Bayern und über die Zugspitze und die zentralen Stubaier Alpen in die Gegend von Meran gelegt; er soll vor allem das vollständige Untertauchen des Penninikums unter das Mittelostalpin darstellen.

Die Molasse zeigt wiederum die kennzeichnende Mächtigkeitszunahme gegen die Alpen hin, ebenso die Schuppen aus muldenförmig gestalteten Einheiten in der Subalpinen Molasse. Eine größere Verbreitung autochthonen Mesozoikums auf dem Kristallin der Böhmischen Masse wird vorausgesetzt und der sehr allmähliche Übergang nach Süden in das Helvetikum etwa in der Gegend des Alpenrandes angenommen. Mögliche Strukturen der Molassebasis sind mangels Unterlagen nicht berücksichtigt.

In der auch in diesem Profil ziemlich schmalen Flyschzone ist ein Helvetikum-Aufbruch dargestellt. In gleicher Weise wie bisher wurden alle diese Einheiten weit unter die Alpen hineingezeichnet.

Eine schmale Allgäudecke wird breit von einer tektonisch stark gegliederten Lechtaldecke überlagert, deren Berge hier in der Zugspitze gipfeln. Im Süden ist ihr die Inntaldecke aufgeschoben, deren Gesteinsfolgen denen der Lechtaldecke eng verwandt sind. Die Unterlage ist wiederum Quarzphyllit, der mit der tieferen Grauwackendecke gleichgesetzt werden könnte. Südlich der durch steilstehende Strukturen gekennzeichneten Störungszone des Inntales steht er am Nordrand der nach Norden vorgeschobenen mittelostalpinen Ötztaldecke an. Die Störungen des Inntales sind hier deutlich als Subduktionsflächen gezeichnet, an denen verschiedene tektonische Körper in die Tiefe abgewandert sind.

Die mittelostalpine, aus mächtigem Kristallin aufgebaute Ötztaldecke in den Stubaier Alpen hat hier bereits die einstige Decke aus zentralalpinem Mesozoikum und Steinacher Decke durch Erosion verloren. Sie bedeckt selbst breit das von Osten her abgetauchte Unterostalpin und Penninikum des Tauernfensters. Vor allem im Norden muß darunter eine weite Verbreitung von Unterostalpin und Penninikum vermutet werden, weil einerseits diese Einheiten an der Brennerlinie in breiter Front nach Westen unter das Kristallin abtauchen und andererseits das Unterengadiner Fenster, insbesondere sein Nordostende, eine besonders weit nördliche Position einnimmt. Tiefenlage und Gestalt der eingezeichneten Zentralgneiskörper sind selbstverständlich hypothetisch. Die Ötztaler Masse, zu der übrigens auch der bekannte, im Südteil vom Profil gequerte Schneeberger Zug gehört, stößt nordöstlich Meran abrupt an die Periadriatische Naht, die hier gegen Südwesten streicht und den Namen Judikarienlinie trägt; in der Tiefe wäre eventuell ein junger Tiefengesteinskörper möglich.

Der nur kurze südalpine Profilteil zeigt neben der Naht den alten, periadriatischen Tiefengesteinskörper des Iffinger-Granites, der hier lokal auch im Südosten von einer Störung begrenzt wird. Dann dominiert der mächtige, von permischen Sedimenten begleitete Bozener Quarzporphyr. Er liegt auf Quarzphyllit, dessen Übergang in Kristallin in der Tiefe angenommen wird. Die Triasbedeckung ist durch Abtragung entfernt.

Profil 8

Dieses Profil zeigt die Molassezone nordöstlich Bregenz, die Flyschzone mit dem breiten Allgäu-Vorarlberger Helvetikum, die ihrem Westende nahen Kalkalpen, das beiderseits von Kristallin begrenzte zentrale Engadiner Fenster und ist über die Ortlergruppe bis zur Presanella gezogen. Vom Engadiner Fenster nordwärts liegt ihm ein Profil R. OBERHAUSERs zugrunde, das aber teilweise im Sinne der Auffassungen des Autors verändert ist (R. OBERHAUSERs Originalprofil vgl. Abb. 39 und 73).

Vorlandmolasse und Subalpine Molasse sind grundsätzlich ähnlich wie in Profil 7. Die Flyschzone wird schon in jenem Bereich geschnitten, wo das von der Schweiz herüberstreichende Helvetikum der Säntisdecke weitflächig ansteht, bevor es weiter östlich unter die Flyschdecke untertaucht. Die Flyschkulissen zu beiden Seiten sind der Ausbildung nach ein wenig verschieden. Der südliche Flysch ist auffallend mächtig und baut Berge alpinen Charakters auf. Zwischen Helvetikum und Flysch befindet sich einerseits, nicht eigens abgetrennt, das Ultrahelvetikum der Liebensteiner Decke oder die „Schuppenzone", andererseits die aus Flyschgesteinen mit eingelagerten charakteristischen Blockschichten bestehende Feuerstätter Decke, ein Element, das weiter östlich nicht be-

kannt bzw. nicht erkennbar ist, falls es dort Äquivalente geben sollte. Das Hineinziehen dieser Einheiten unter die Alpen folgt der gleichen Auffassung, wie in den anderen Profilen. Es soll daran erinnert werden, daß man nach der Auffassung von R. OBERHAUSER den Rhenodanubischen Flysch nicht in die Fuge unter dem Penninikum, sondern in dessen Hangendteil zeichnen müßte. Die Flyschfolgen des Rhenodanubischen Flysches sind aber von denen des Engadiner Fensters wesentlich verschieden.

Ein weiteres, erst hier auftretendes tektonisches Element ist die zwischen Rhenodanubischen Flysch und Kalkalpen eingeschaltete, meist enorm tektonisierte Arosazone mit bunter Gesteinsmischung und Ophiolithen, die als südpenninisch angesehen wird.

Die Nördlichen Kalkalpen sind hier nahe dem Westende bereits beträchtlich schmäler geworden. Sie bestehen aus Allgäu- und Lechtaldecke, auf der noch kleine Deckschollen liegen, die aus einer nach Norden überschlagenen Falte abgeleitet werden können. Die Basis der Kalkalpen ist auch hier paläozoischer Quarzphyllit, lokal mit etwas Oberkarbon unter der transgressiven permischen Dekke. Die Phyllitgneise des Arlberggebietes sind in dieser Signatur inbegriffen und werden als höher metamorpher Quarzphyllit aufgefaßt; auch die Landecker Quarzphyllite beinhalten, meist im Süden, höher metamorphe Anteile.

Jenseits der Störungen des Arlberggebietes, die als eine Fortsetzung des Inntal-Lineamentes gedacht werden können, liegt das Mittelostalpine Kristallin der Silvrettadecke, das nachweislich ziemlich flach auf dem Penninikum des Engadiner Fensters liegt. In der Überschiebungsfläche kommen sogenannte „subsilvrettide" mesozoische Schollen vor, die hier aber nicht als kalkalpin, sondern besser als zentralalpin aufgefaßt werden. Sie dürften entweder von dem heute abgetragenen Sedimentmantel der Silvrettadecke abgeglitten und unter den Schlitten geraten sein, oder aber aus den Engadiner Dolomiten stammen.

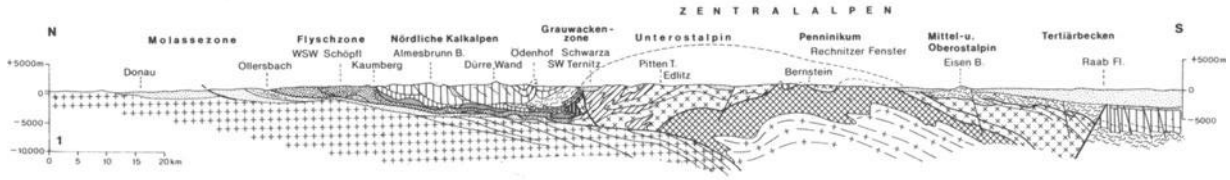
Das Penninikum des Engadiner Fensters besteht aus mächtigen Bündner Schiefern, die in einen örtlich als Oberkreide eingestuften Flysch übergehen. An der Nordwestseite angehäuft, finden sich mehrere tektonische Einheiten und Schuppen bunter Zusammensetzung, wie Abfolgen mit epikontinentalem Jura, gipsführenden Serien, diversen Flyschen, Ophiolithen etc. Früher als unterostalpin gedeutet, werden sie heute als penninisch angesehen. Vom Unterostalpin bleibt nach heutiger Auffassung kaum mehr als die Trias der Stammerspitze übrig, die im Profil angedeutet ist. Und in der Tiefe: wo dort Zentralgneis auftritt, ist völlig ungewiß, jedoch sein Vorkommen wahrscheinlich. An der Oberfläche gegen den Südostrand des Fensters gerückt, finden wir die Störungszone des Engadiner Lineamentes, die gegen Südwesten durch das Mittelostalpin bis in das Unterostalpin des Oberengadins verfolgt werden kann. Dort übrigens beinhaltet das Unterostalpin mächtige Kristallindecken, die aber bereits in der Gegend von Bergün gegen Norden enden. Diese Gegebenheit ist im Südteil des Profils in der Tiefe angedeutet. Wie in allen Profilen ist im Sinne einer Auffassung als „basement" mittel-, unter- und südalpines Kristallin durch die Signatur nicht unterschieden.

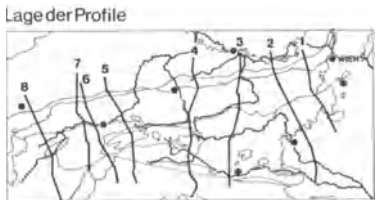
Wenn man nicht riesige Mächtigkeiten des mittelostalpinen Kristallins in Rechnung stellen will, dann muß man darunter das Penninikum und Unterostalpin eher flach gegen Süden abtauchen lassen. Allerdings ist die Teilung des Kristallins in Campo- und Lanquarddecke unterlassen. Der Schnitt ist aber so gelegt, daß die besonderen Eigentümlichkeiten der hangenden Sedimenthaut dargestellt werden konnten. Der östlichste Teil der Engadiner Dolomiten sowie die Ortlertrias sind flachen, nach Südwest gerichteten, von der Ötztaler Masse ausgehenden Überschiebungen mit dünnen Kristallinlamellen unterworfen worden, die sicher zu den sekundären tektonischen Erscheinungen in Zusammenhang mit den großen Süd-Nord-Transporten gehören dürften. Im südlichen Vorfeld des Ortlers gibt es auch Quarzphyllit, der auf Kristallin liegt.

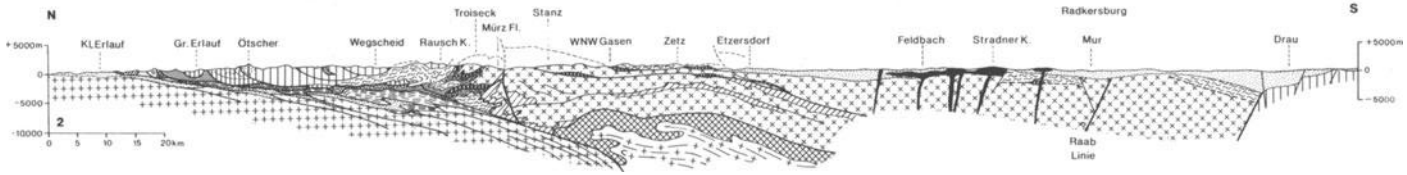
Als Fortsetzung der Periadriatischen Naht ist die Tonalelinie mit Spuren heftiger tektonischer Bewegungen eingetragen, mit einer kleineren Parallelstörung. Ganz nahe an sie herangerückt, ist im südalpinen Gebiet der junge Tonalitkörper des Adamello und der Presanella aufgedrungen. Von der Einbeziehung weiterer Teile der Südalpen wurde, nicht zuletzt aus Platzgründen, abgesehen.

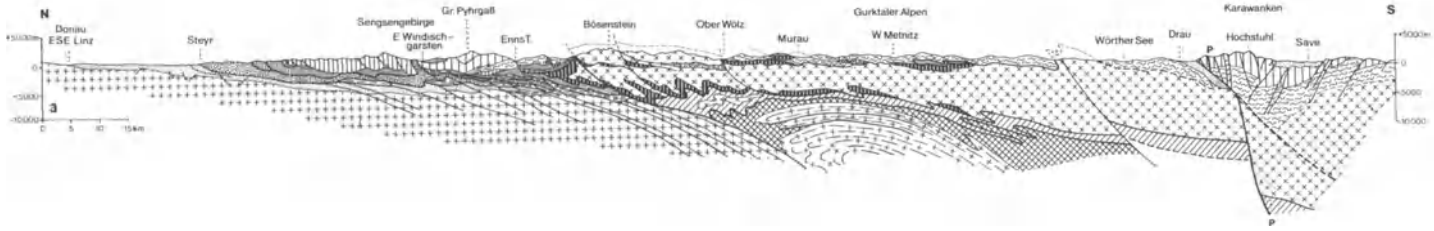
Profile durch die Ostalpen

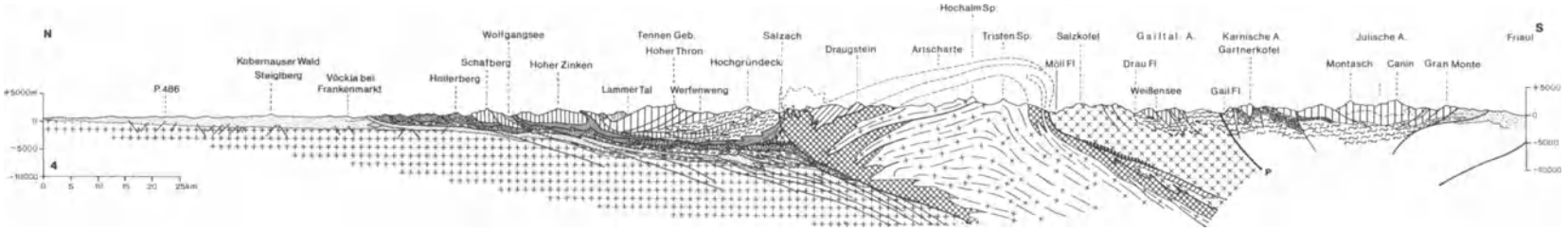
S.PREY (1976-78), unter Benützung von Literatur, sowie Profilentwürfen von HAUSER, OBERHAUSER und THIELE.











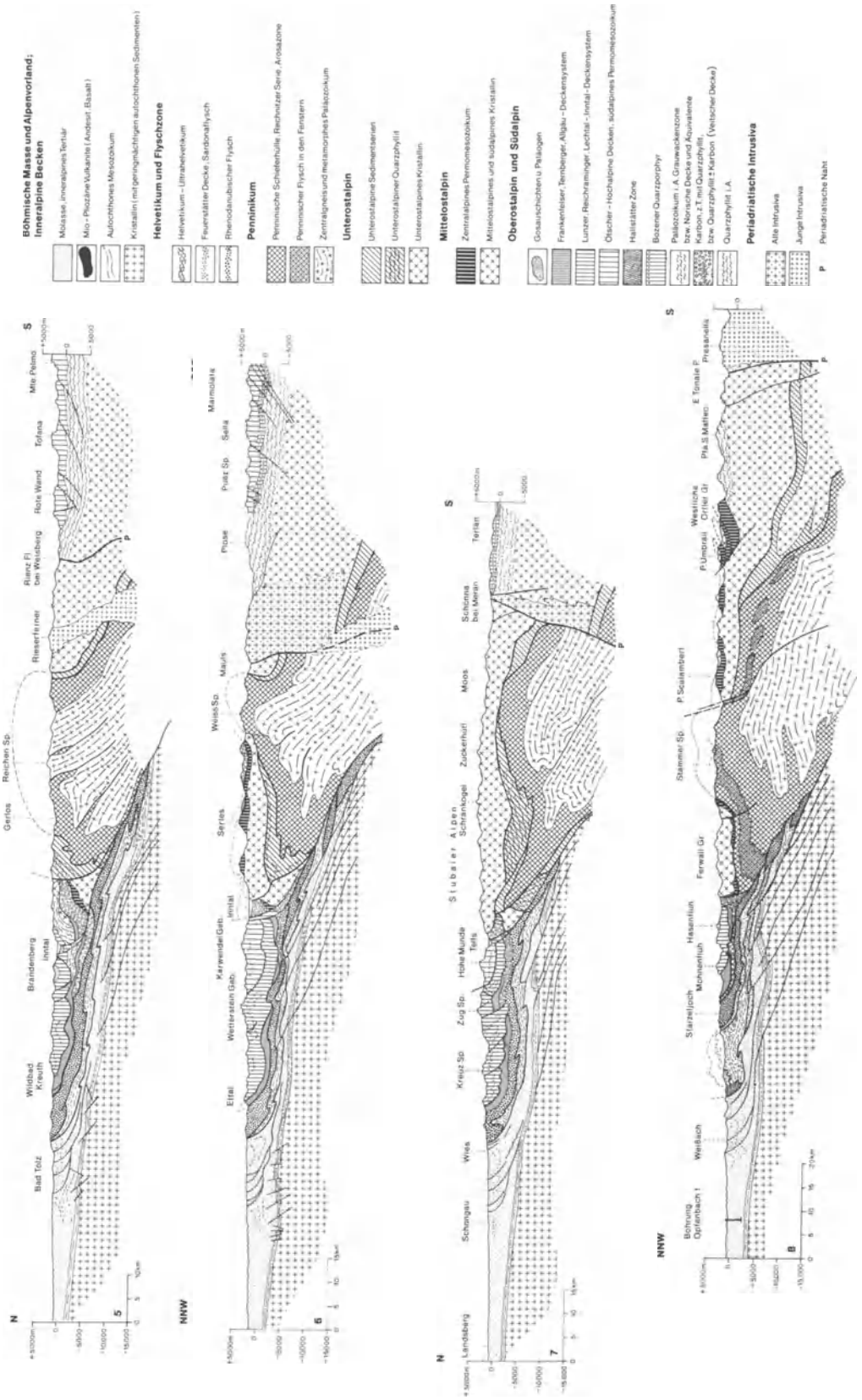


Abb. 19. Das heutige geologische Bild der Ostalpen erläutert anhand von 8 Nord-Süd-Profilen. (Profilerläuterungen siehe S. 92–96 und 101–105)

Erläuterungen zu den Profilen 1–4 der Abbildung 19, S. 98

Profil 1

Die Profillinie führt östlich St. Pölten vorbei durch die Molassezone, die hier breitere Flyschzone, die Nördlichen Kalkalpen, die östlichsten Zentralalpen und das Rechnitzer Fenster in das westungarische Raabbecken.

Auf dem Kristallin der Böhmischen Masse, die unter den Alpen vermutlich noch Reste von autochthonem Mesozoikum trägt, liegt die hier nur wenig breite, anstehende Vorlandmolasse. Sie ist am Alpenrand stärker geschuppt, mit einigen Flyschbrettern dazwischen; basale Molasseschichten sind mit aufgeschürft. Das hängt mit dem geringen Tiefgang des Molassebeckens an dem südwärts gerichteten Sporn der Böhmischen Masse zusammen. Jedoch ist die Molassezone bis in die Gegend von St. Pölten noch leicht gestört. Hier liegt die „St. Pöltener Aufschiebung", die sich gegen Westen zu verlieren scheint, gegen Osten aber mit der äußeren Aufschiebung der Waschbergzone in Verbindung gebracht werden kann.

Die besonders breite Flyschzone, die schon zu den Verhältnissen in den Karpaten überleitet, ist in Decken gegliedert, von denen die nördliche Greifensteiner und die südliche Laaber Decke dargestellt sind. An der Aufschiebungszone ist Ultrahelvetikum mit Klippen hochgebracht worden (Hauptklippenzone des Wienerwaldes).

Auf Molasse und Rhenodanubische Flyschzone mit Ultrahelvetikum sind die Nördlichen Kalkalpen überschoben worden, und zwar nach Auffassung des Autors sehr weit. Die Gliederung in eine Anzahl von Decken und Teildecken ist charakteristisch; im Norden das Frankenfelser, anschließend das Lunzer Deckensystem als schmaler Streifen, dann breit das Ötscherdeckensystem (im alten Sinne); im Süden die hochalpinen Decken mit dem Ödenhoffenster, in die die Hallstätter Fazies hineingreift. Die zwar gestörte, aber ursprünglich vorhandene stratigraphische Verbindung der kalkalpinen Trias mit dem Paläozoikum der Grauwakkenzone, und zwar der „Norischen Decke", ist angedeutet. Auf Grund von Erfahrungen in den Westkarpaten wird versucht, tiefere kalkalpine Einheiten mit der tieferen Grauwackendecke, der „Veitscher Decke", als Basis zu verbinden. Der jungalpidisch überarbeitete, altalpidische Deckenbau ist häufig noch deutlich zu erkennen.

Nach der Aussage insbesondere des Flyschfensters von Windischgarsten (Profil 3) und dem erforderlichen weiten Transport der Molasse von Rogatsboden aus dem Süden (Profil 2) wird auf einen weit nach Süden unter die Alpen reichenden Molassetrog und eine noch viel weiter südliche Herkunft von Ultrahelvetikum und dem Rhenodanubischen Flysch geschlossen. Auf Grund von Beziehungen zwischen Ultrahelvetikum und Flysch wird vom Autor eine einst unmittelbare Nachbarschaft von Ultrahelvetikum und Flysch abgeleitet, wie auf Abb. 17, Profil III dargestellt ist, und die Fuge zwischen Vorlandkristallin und Penninikum als Rest dieses Flyschtroges gezeichnet.

(Nachtrag während der Drucklegung: In neuester Zeit wurde etwa 20 km NE der Dürren Wand die Bohrung Berndorf 1 von der ÖMV-AG niedergebracht. Sie schloß auf: bis 127 m Unterpannon, bis 5640 m Kalkalpen [Göller- und Unterbergdecke], bis 5910 m Flyschzone, bis 5945 m Molasse [Eger] und bis zur Endteufe bei 6028 m Kristallin der Böhmischen Masse. Die Kalkalpen sind somit etwas mächtiger als im Profil gezeichnet, die Molasse wäre nicht mehr darstellbar.)

An der Schwarza wird das südwestlichste Ende des Wiener Beckens geschnitten, das in die erdbebenaktive Semmering-Mürzlinie mündet, die deshalb als tiefgreifende Störung (Lineament) dargestellt ist. Das Fehlen eines mittelostalpinen Streifens unbekannter Breite kann dort auf Verschluckung zurückgeführt werden; Reste dieses Streifens setzen wenig westlich ein.

Südöstlich dieser Linie liegt der Raum der Zentralalpen, beherrscht von mächtigem Kristallin und im Norden angestautem Mesozoikum der unterostalpinen Semmeringdecken, denen auch die Kristallindecke des Wechsels zugezählt werden muß. Im Sinne eines „basements" wird der Einfachheit halber unterostalpines und mittelostalpines Kristallin in der Signatur nicht unterschieden.

In einigen Fenstern kommt, nachweisbar darunter, die jetzt als Penninikum aufzufassende Rechnitzer Serie mit Schiefern, Kalkphylliten, Marmoren, Grünschiefern und Serpentiniten – mit Nachweis von Jungmesozoikum! – zum Vorschein. Ob darunter wirklich ein Zentralgneis vorhanden ist, bleibt freilich ungewiß.

Gerade südlich vom Rechnitzer Fenster dürfte eine unkenntliche Trennung von unter- und mittelostalpinem Kristallin anzunehmen sein und wurde willkürlich eingezeichnet. Im Einklang mit Beobachtungen weiter westlich kann man vermuten, daß das von einer paläozoischen Decke (einem Äquivalent des oberostalpinen Grazer Paläozoikums) bedeckte Kristallin hier mittelostalpin ist.

Die Ostalpen reichen bis zur Raablinie, die im Südosten ein tektonisch und faziell abweichendes Baustück abtrennt. Sie ist aber unter mächtigem Jungtertiär verborgen, das auch den Ostrand der Ostalpen auf weite Strecken bedeckt.

Profil 2

Der Schnitt ist so gelegt, daß er vom schmalsten Teil der Vorlandmolasse her das Molassefenster von Rogatsboden und die Kalkalpen bis ins mittlere Mürztal quert, wo Grauwackenzone und Mittelostalpin gut erforscht sind, und über das mittelostalpine Kristallin und Teile des Grazer Paläozoikums bis ins Steirische Becken reicht.

Das Kristallin der Böhmischen Masse springt hier weit nach Süden vor und verursacht dadurch die auffallend geringe Breite der Vorlandmolasse, die Aufschuppung des Rogatsbodener Fensters sowie die besonders geringe Ausdehnung der Rhenodanubischen Flyschzone. Die enorme Komplikation der z. T. als Flysch entwickelten Rogatsbodener Molasse mit ihrem Rahmen aus ultrahelvetischer Buntmergelserie sowie Grestener Klippenzone (im Süden) ist hier kaum darstellbar. Es handelt sich aber um ein in größerem Deckenverband transportiertes Fenster, das keinesfalls im Untergrund verwurzelt ist, sondern auf jüngere autochthone Molasse überschoben ist und aus einem weit südlich gelegenen Teil des Molassetroges stammt. Der geringere Tiefgang der Decken, einschließlich der Kalkalpen, sowie die Überschiebung auf Vorlandmolasse, die auf Kristallin der Böhmischen Masse liegt, geht aus den Ergebnissen der Bohrung Urmannsau 1 hervor.

Im Nordteil der Kalkalpen bilden Frankenfelser und Lunzer Decke kompliziertere Strukturen, wie das Fenster der Urmannsau. Vor der nordwärts herabgebogenen Stirn der Ötscherdecke liegt die „Lunzer Musterfalte". Am Südrand erkennt man wiederum den einstigen stratigraphischen Kontakt zur Grauwackenzone, die breit ansteht und den Erosionsrest des Rauschkogels trägt. Unter der Norischen Decke liegt die vor allem durch Oberkarbon gekennzeichnete Veitscher Decke. Sie schmiegt sich an das zentralalpine Permomesozoikum (Rannachserie) und das liegende mittel-

Erläuterungen zu Seite 98

ostalpine Kristallin des Troiseck-Floning-Zuges an. Dem Verfasser scheint es sehr wahrscheinlich zu sein, daß auch noch unter der Grauwackenzone Flysch, Ultrahelvetikum und vielleicht auch Molasse erwartet werden kann, die, zumindest teilweise, in die große Narbe unter die Zentralalpen hineinzielen.

Zu dieser Narbe zuscharend gedacht ist die erdbebenaktive Mürzlinie. Südlich von ihr sind große Massen Kristallin verbreitet. Die obersten Teile mit ihrem zentralalpinen Permomesozoikum sind mittelostalpin, die tieferen unter den tiefsten Linsen von zentralalpinem Permomesozoikum aber unterostalpin und eine Fortsetzung der Semmeringdecken. Am Rücken des Mittelostalpins liegt das als Decke mit der Grauwackenzone zu verbindende oberostalpine Grazer Paläozoikum, das vom liegenden Kristallin durch spärliche Reste von zentralalpinem Mesozoikum, der Raasbergserie, getrennt wird.

Das Kristallin mit Resten der oberostalpinen Decke taucht unter das transgredierende Jungtertiär des Steirischen Beckens unter, das im Süden auch den tiefen Draugraben zudeckt. In seinem Untergrund ist sowohl die nach Nordosten hinaufziehende Raablinie, als auch die nach Osten streichende Draulinie verborgen, die also bedeutende divergierende Lineamente darstellen. Die erstere muß auch hier als Südostgrenze der Ostalpen gelten, auch wenn sie hier zwischen Kristallinblöcken wenig deutlich in Erscheinung tritt.

Bedeutendere, vorwiegend andesitische Vulkaniteinschaltungen sind für das Karpat und tiefere Baden des steirischen Jungtertiärs charakteristisch, die mit der alpin-karpatischen Subduktion in Beziehung gebracht werden. Die jüngsten Vulkanite sind pliozäne Basalte.

Profil 3

Die hier gewählte Profillinie verläuft aus der Gegend von Linz über die bereits breiter gewordene Molassezone, die Flyschzone und die Nördlichen Kalkalpen mit dem Flyschfenster von Windischgarsten. Sie berücksichtigt ferner die Strukturen des Bösensteinmassivs und die breit hingelagerte Gurktaler Decke. Im Süden sind die markante Karawankenüberschiebung und die Strukturen der nördlichen Südalpen in Jugoslawien dargestellt.

An der Basis der Molassezone sind die teilweise bis ins Obereger bewegten Bruchstrukturen angedeutet, die wegen der Bitumenführung bedeutsam sind. Die Molasse ist wiederum weit unter die Alpen hineingezeichnet; ob sie dort nun zusammenhängend oder in zerrissenen Linsen, ob mächtig oder geringmächtig auftritt, ist nicht bekannt. Dasselbe gilt wohl auch für die Rhenodanubische Flyschzone, unter der sicherlich auch Reste von Ultrahelvetikum vorhanden sind.

In den Kalkalpen sieht man an der Stirn ein wenig breiter das Ternberg-Frankenfelser Deckensystem, darüber die Reichraminger-Lunzer Decke, die an Störungen in einzelne Körper zerlegt ist. In der Aufschiebung nördlich unter dem Sengsengebirge erblickt man die im Westen ausgeprägtere Überschiebung der Staufen-Höllengebirgsdecke bzw. des Tirolischen Bogens. Die westlich des Profils die Reichraminger Decke durchschneidende Grünau-Windischgarstener Störungszone ist im Profil an den Nordrand auch der hochalpinen Decken gerückt, die der alten Ötscherdecke gleichzusetzen sind. Im Pyhrgasgebiet (= Haller Mauern) ist die salinar ausgelöste Stockwerkstektonik angedeutet. Die Verbindung dieser Einheit mit der Grauwackenzone ist deutlich. Beide Grauwackendecken sind vorhanden, wobei die untere als Basis tieferer kalkalpiner Decken in Frage kommt. Störungen im Ennstal, an denen auch Tertiär eingezwickt ist, komplizieren den Bau und gewinnen gegen Westen immer mehr Lineamentcharakter. Das Mittelostalpin unter der Grauwackenzone ist nur vermutet.

Mit einer Störung beginnen die Kristallinmassen der Zentralalpen, insbesondere die des Bösensteins (Pölsensteins). Seine Nordverschiebung erfolgte an dem Störungssystem des Palten-Liesingtales; die Störung am Nordrand könnte als versetztes Lineament des Murtales aufgefaßt werden. Die Erforschung hat bedeutende Komplikationen ergeben. Die Trennung gegen die Grauwackenzone wird durch die permomesozoische Rannachserie unterstrichen. Analog der verkehrten mesozoischen Serie im Hangenden der Radstädter Decken könnte man auch eine verkehrte Serie unter dem mittelostalpinen Kristallin vermuten, was hier darzustellen versucht wird. Auch der ausgedehnte Lappen der Gurktaler Decke liegt auf altalpidisch metamorphem Mesozoikum, das auf dem mittelostalpinen Kristallin abgelagert worden ist, und hat an der Überschiebung des Paläozoikums auch nichtmetamorphes Mesozoikum in dünnen Lamellen eingewickelt; das muß zur Zeit der jungalpidischen Bewegungen geschehen sein und ist ein Beweis für die Zweiphasigkeit der tektonischen Vorgänge. Die Gurktaler Decke wird ebenfalls als Äquivalent der oberostalpinen Grauwackenzone gedeutet.

Es wird vermutet, daß das auf Kristallin liegende metamorphe Altpaläozoikum Mittelkärntens zumindest teilweise auch zur Gurktaler Decke gehört, wenn auch die Deckengrenze durch Metamorphose verschleiert sein dürfte.

Unter dem Mittelostalpinen Kristallin ist Unterostalpin und Penninikum mit Sicherheit anzunehmen. Im Unterostalpin wird man mit Annäherung an das Tauernfenster mit einem Aussetzen der im Semmeringgebiet so mächtigen Kristallindecken rechnen müssen, zumal deren Reste im Rahmen des Tauernfensters sehr dürftig sind. Sind sie im Süden zurückgeblieben?

Das mittelostalpine Kristallin mit seinen Auflagen sowie dem in Südkärnten abgelagerten Jungmiozän-Altpliozän wurde von den Karawanken in junger Zeit überschoben, und zwar von der Fortsetzung des nordalpinen Drauzuges. Seine Breite bis zur Periadriatischen Naht ist ziemlich gering. Diese verläuft hier innerhalb der Gebirgskette zwischen Nord- und Südkarawanken. Wenn man die Karawanken-Überschiebung nicht nur als ganz lokales Ereignis deuten will, dann muß man daran denken, daß vielleicht auch die Periadriatische Naht mitverworfen sein könnte. Jedenfalls aber wird die Periadriatische Naht als Grenze zwischen den Nord- und Südalpen angesehen.

Die südlich der Naht gelegenen Südalpen weisen eine charakteristische Triasentwicklung und ein den Karnischen Alpen entsprechendes Altpaläozoikum auf, das in unbekannter Tiefe auf Kristallin auflagern dürfte. Die im Gebiet des Hochstuhls noch steilstehenden Störungen werden südwärts rasch von südgerichteten Strukturen mit kleineren Überschiebungen, so auch über das Tertiär des Savetales, abgelöst.

Profil 4

In diesem Profil wird die schon breite Molassezone, die Rhenodanubische Flyschzone mit den Streifenfenstern von Ultrahelvetikum, ferner in den Kalkalpen das Wolfgangsee-Flyschfenster, die Strukturen der Kalkhochalpen mit der Hallstätter

Zone und das östliche Tauernfenster gezeigt. Weiters sieht man die stark gestörte Synklinalform des Drauzuges und jenseits der Periadriatischen Naht die Südalpen mit den östlichen Karnischen und den westlichsten Julischen Alpen bis an den Rand der Friauler Ebene.

Im Untergrund der hier gut untersuchten Molasse sind wiederum die wegen der Bitumenführung wichtigen antithetischen Brüche angedeutet. Die Strukturen der Molasse am Alpenrand sind sicherlich komplizierter, als die andeutungsweise Darstellung zeigen kann. Nicht darstellbar sind hier die für diesen Vorlandabschnitt charakteristischen schotterreichen und auch kohleführenden Schichtfolgen der Oberen Süßwassermolasse.

Die wieder etwas breiter anstehende Rhenodanubische Flyschzone ist hier durch einige schmale Streifenfenster von Ultrahelvetikum zerteilt. Wie in den anderen Schnitten wird vorausgesetzt, daß Molasse, Ultrahelvetikum und Flysch weit unter die Alpen, bis in die Fuge zwischen Böhmischer Masse und Penninikum hineinreichen. Ein Anhaltspunkt dafür ist das Fenster vom Wolfgangsee, das neben Flysch auch Klippenzone mit Buntmergelserie beinhaltet und damit auch beweist, daß die Klippenzonen innerhalb der Flyschzone ebenfalls weiter hertransportierte Einheiten sind.

Über Trümmern der Ternberger Decke ist der Rand der Staufen-Höllengebirgs-Decke bis an den Kalkalpenrand vorgeschoben. Das Flyschfenster bricht zwischen dem Schafberg- und Osterhorn-Tirolikum auf und birgt im Rahmen auch Trümmer der Ternberger-Decke. Weit im Süden folgen die hochalpinen und juvavischen Decken mit der Hallstätter Zone, die hier im alten Sinne als tektonische Einheit gezeichnet ist. Der tektonische Zuschnitt dürfte auf jeden Fall stimmen, auch wenn man sie als „in situ" zusammengestauchte, aus einem „Hallstätter Kanal" hervorgegangene Einheit deutet, oder gar durch jurassische Eingleittektonik erklärt, eine Erklärung, für die neuerdings immer mehr Indizien gesammelt werden (B. PLÖCHINGER, G. SCHÄFFER). Am Südfuß der erosionsbeschnittenen in die Luft ausstreichenden Kalkalpen gibt es die bekannten, allerdings nur sekundär südgerichteten Strukturen des Werfen-St. Martiner Schuppenlandes. Das Altpaläozoikum der Grauwackenzone ist auch hier deutlich die einstige Unterlage der Kalkalpentrias. Ferner wird hier versucht, den Mandlingzug als tiefere Schuppe der Kalkalpen zu deuten. Reste der Veitscher Decke sind hier an der Oberfläche nicht bekannt, könnten aber in der Tiefe wohl vorhanden sein. Ähnliches gilt für das mittelostalpine Kristallin mit seiner permomesozoischen Sedimentdecke. Denn an der Salzach- bzw. Tauernnordrandstörung, in der auch Tertiär eingeklemmt ist (Wagrainer Tertiär), stößt heute das Tauernfenster unmittelbar an die Grauwackenzone, wobei die B-Achsenlagen beiderseits verschieden sind. Es muß also ein beträchtliches Stück des Tauernrahmens fehlen, vermutlich in die Tiefe abgewandert sein; diese Schollen sind jedoch nicht dargestellt.

Mit allem Anschein nach eher geringem Tiefgang liegen im Profil die gegen Westen in die Luft aushebenden Ausläufer der in den Radstädter Tauern mächtiger gestapelten, unterostalpinen Decken auf der Schieferhülle des Penninikums. Diese ist hier im Norden angeschoppt. Die Zentralgneiskuppel ist in einige deckenartige Körper zerlegt, wobei die besonders dünnen Gneislamellen im östlichen Tauernfenster charakteristisch sind. Die als „Matreier-Zone" bekannte Schuppenzone mit penninischen und unterostalpinen Elementen ist an der Oberfläche zu nicht darstellbaren Dimensionen ausgedünnt. Die Steilstellung oder Überkippung am Südrand des Tauernfensters wird mit der jungen Aufwölbung der Tauernkuppel in Beziehung gebracht.

Die mächtigen Kristallinmassen des Mittelostalpins, die einst das ganze Tauernfenster überlagert haben müssen, aber über der Kuppel wegerodiert wurden, könnten vielleicht auch ein verkehrt liegendes Mesozoikum im Überschiebungsbereich besessen haben. Auf dem Kristallin liegt oben metamorphes Altpaläozoikum, zumeist Quarzphyllit und das darauf transgressiv liegende Perm und die Trias des Drauzuges in Form einer stark gestörten Einfaltung. Nachdem das gesamte Mesozoikum enge Beziehungen zu den Nordtiroler Kalkalpen erkennen läßt, muß der Drauzug als liegengebliebener, ursprünglich altalpidisch bewegter und jungalpidisch zusammengestauchter Rest der Kalkalpen aufgefaßt werden. Will man den darunterliegenden Quarzphyllit mit der Grauwackenzone als oberostalpin gleichsetzen, so muß man annehmen, daß seine Überschiebung auf das Mittelostalpin durch die altalpidische Metamorphose verschleiert wurde.

In der breiten Talung des Gailtales zieht die Periadriatische Naht durch, in die auch die Karawankenüberschiebung eingemündet ist.

Jenseits dieses Lineamentes beginnen die Südalpen. Im Gegensatz zum Quarzphyllit im Norden erheben sich hier die Karnischen Alpen mit einem variszischen Deckenbau aus altpaläozoischen Serien, die viele Beziehungen zum Grazer Paläozoikum und der Grauwackenzone aufweisen. Wir sehen ein Eingreifen z. T. flyschartigen Unterkarbons, eine modellartige Transgression der oberkarbonen flachmarinen Auernigschichten sowie charakteristisches marines Perm und südalpine Trias. Südlich der Störung im Kanaltal liegen die durch mächtige Trias ausgezeichneten Julischen Alpen mit gegen Süden immer ausgeprägteren südgerichteten Überschiebungen gegen die Friauler Ebene. An etwas tiefer gelegenen Störungen dieses Systems dürften die Bewegungen des Friauler Erdbebens des Jahres 1976 stattgefunden haben.

Tektonik ebenfalls stark beeinflußt ist. Die Analogie wird hier durch Vorkommen anerkannter oder nur fraglicher *Permotrias* unterstrichen. Neuere Untersuchungen haben ergeben, daß eine Abgrenzung gegen das in Fenstern auftauchende liegende Kristallin entgegen anderen Feststellungen doch möglich ist, sodaß man also hier sehr wohl eine Deckengrenze legen kann.

Die Unterlage des den Nordtiroler Kalkalpen äquivalent erachteten *Drauzuges* ist zwar in den *Nordkarawanken* die Magdalensbergserie, in den Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten jedoch Quarzphyllit, dessen Metamorphose gegen Westen zunimmt; oder es muß das Hinzukommen von älterem Kristallin in Betracht gezogen werden. Reste von Karbon sind neben permischen Schichtfolgen im Drauzug und in Mittelkärnten nachgewiesen. Die Liegendgrenze ist in der Regel undeutlich, sodaß die meisten Bearbeiter einen Übergang ins liegende Altkristallin sehen. Er kann aber auch als verschleierte Deckengrenze gedeutet werden. Während aber die Spuren der einstigen mesozoischen Auflage des Grazer Paläozoikums nur mehr in Form von Abtragungsprodukten in der Gosau von Kainach zu erkennen sind, sind solche unter der Gurktaler und Steinacher Decke als eingewickelte Reste erhalten geblieben. Im Drauzug sind Trias, kaum Jura und Unterkreide erhalten und beherrschen die Landschaft. In Mittelkärnten ist in einigen kleinen Flecken nur Trias übriggeblieben und darauf auch Reste transgredierender Gosau und von Paleozän-Eozän. Letztere enthalten Foraminiferen in ungewöhnlich guter Erhaltung, was nahelegt, daß hier ab der höheren Oberkreide keine tektonische Überlagerung mehr stattfand.

Es ist ferner denkbar, daß der *Turntaler Quarzphyllit* westlich Lienz auch zu diesen Dekkenresten gehört.

Abgesehen von der schwachen Metamorphose im Gefolge der *variszischen* Gebirgsbildung, haben die Grauwackenzone und ihre Äquivalente sicherlich *zwei alpidische Gebirgsbildungen* durchgemacht, wobei die altalpidische ebenfalls eine Metamorphose verursachte. Radiometrische Abkühlungsalter von rund 80 Mio. J. sind für letztere Zeugen. Die Baugeschichte ist dementsprechend kompliziert. Im Raume südlich Salzburg und im Semmeringgebiet ist sogar eine sehr schwache, möglicherweise jüngeralpidische Metamorphose erkannt worden, die spurenweise bis in die Werfener Schiefer aufsteigt.

Die *altalpidische Epimetamorphose* ist auch in den unterlagernden zentralalpinen Sedimentresten deutlich zu erkennen. Es besteht daher der Verdacht, daß die im Sinne des TOLLMANNschen Konzeptes zwischen dem Paläozoikum und dem unterlagernden Kristallin geforderte Schubfläche bzw. Deckengrenze, wie schon erwähnt, infolge einer Verschleierung durch Metamorphose nicht mehr deutlich erkannt werden kann, insbesondere wenn ein trennendes Mesozoikum fehlt. Andererseits könnte man prüfen, ob nicht auch eine höher metamorphe Kristallinbasis der oberostalpinen Decke vorhanden ist.

Das Konzept von A. TOLLMANN faßt alle der Grauwackenzone entsprechenden Vorkommen von Paläozoikum (mit oder ohne auflagerndes kalkalpines Mesozoikum) zu seiner *Oberostalpinen Decke* zusammen. Wenn unterlagerndes Zentralalpines Mesozoikum vorhanden ist, gibt es willkommene Anhaltspunkte für die Abgrenzung im Liegenden.

In bezug auf die *Frage* einer *Kristallinbasis der Grauwackenzone* bzw. der Norischen Decke beweisen die neuerdings von H. P. SCHÖNLAUB und seinen Mitarbeitern genauer untersuchten Kristallinschollen in dieser Position (z. B. Vöstenhofer Kristallin in Niederösterreich) oder von Kristallingeröllen in den tiefsten altpaläozoischen Schichten der Steirischen Grauwackenzone, daß das Altpaläozoikum eine Kristallinbasis gehabt haben muß. So ist noch keineswegs geklärt, welche – bzw. ob überhaupt – Teile des zentralalpinen Kristallins als zur oberostalpinen Decke gehörig in Betracht kommen und ob dadurch auch gegenüber der Theorie der durch Metamorphose verschleierten Überschiebung an der Basis des Paläozoikums eine Alternative angeboten werden kann. Allenfalls könnten auch Flächen im Kristallin für die Überschiebung des Oberostalpins in Frage kommen. Hier sind also noch wichtige Klärungen vonnöten.

Die *Zweiphasigkeit* der Tektonik in diesen Einheiten wird klar beleuchtet durch die Erkenntnis, daß zwischen der Gurktaler Decke und dem Stangalm-Mesozoikum, sowie in gleicher Weise zwischen der Steinacher Decke und dem Brenner-Mesozoikum zwischen altalpidisch metamorphe Einheiten nachfolgend nichtmetamorphes Mesozoikum eingeklemmt wurde. Im Brennergebiet kann man dieses tektonisch stark beanspruchte Mesozoikum, das als „Blaserdecke" zusammengefaßt wird, unschwer mit entsprechenden Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen vergleichen. Im Pfannockgebiet wurde die Einheit mit diesem Mesozoikum „Pfannock-Einheit" genannt. Für die Einklemmung kommen vor allem jungalpidische Bewegungen in Frage. Trotz divergierender Meinungen bietet es sich nach Meinung des Verfassers an, den *Drauzug* – wegen seiner unbestrittenen engen Beziehungen zu den Nordtiroler Kalkalpen und den von vielen Geologen gerne vernachlässigten Verschiedenheiten gegenüber den Südalpen und dem

Zentralalpinen Mesozoikum – als beim jungalpidischen Vorstoß in altalpidischer Position *liegengebliebenes Stück der Kalkalpen* anzusehen. Es wäre übrigens zu überlegen, ob nicht der Dobratsch, der sich vom übrigen Drauzug durch etwas abweichende Fazies, insbesondere aber mächtige Vulkanite in der Mitteltrias unterscheidet, ein fremdes, weiter südlich beheimatet gewesenes, tektonisch angeschweißtes Stück Kalkalpen sein könnte. Für die vom Skyth des übrigen Drauzuges abweichenden Werfener Schichten von Simmerlach bei Oberdrauburg müßte dasselbe gelten. *Seitenverschiebungen* sind sicher dabei im Spiele gewesen. Durch Sammlung von Daten und Argumenten wird gegenwärtig versucht, das Ausmaß und die Richtung dieser Verschiebungen abzuschätzen. Eine dem Drauzug analoge Position ist auch für die der Gurktaler Decke aufliegende St. Pauler und Ebersteiner Trias vorauszusetzen. Der Verfasser zieht jedenfalls dieses Konzept aus den obengenannten Gründen denjenigen Konzepten vor, die die gesamten Kalkalpen mit der Grauwackenzone und ihren Äquivalenten aus dem Raume zwischen dem Mittelostalpin und dem Drauzug herleiten wollen.

2.3.5. Die großen mittelostalpinen Kristallinmassen der Zentralalpen und aufliegende permomesozoische Sedimente

Die weit verbreiteten und oft sehr mächtigen Kristallinmassen der Ostalpen unterlagern tektonisch das vorher besprochene Oberostalpin (Grauwackenzone und Äquivalente, Nördliche Kalkalpen) bzw. unterlagerten die Kalkalpen vor ihrem Abgleiten in jungalpidischer Zeit und haben daher größte Bedeutung für das Verständnis der Tektonik. Die Mächtigkeit dieser Schubmasse hat sehr wesentlich zur Metamorphose des tektonisch unter sie geratenen Penninikums beigetragen. Sie wird von A. TOLLMANN in einem anderen Sinn als von R. STAUB als *Mittelostalpin* bezeichnet, doch ist auch die vereinfachte Bezeichnung als „Ostalpines Kristallin" eingebürgert.

Dieses Kristallin enthält einesteils sicher altpaläozoische Anteile in höher metamorpher Form, wie z. B. für die Phyllitgruppe der Saualpe näher begründet wurde, sicherlich aber auch noch ältere Gesteine. Dafür sprechende radiometrische Alterswerte liegen schon in größerer Anzahl vor. Viele Granite oder Gneise haben variszisches Alter und stecken in älteren Hüllen. Zur vorwiegend variszischen Metamorphose kommt in manchen Teilen noch die mäßige altalpidische Metamorphose, die sich von der variszischen oft nicht unterscheiden läßt, aber deutlich in radiometrischen Biotit-Abkühlungsaltern von rund 80 Mio. J. zum Ausdruck kommt. Deutlich erkennt man sie auch im Zentralalpinen Mesozoikum. Sie klingt jedoch im südlichen Ötztal- und südlichsten Silvrettakristallin gegen Norden aus. Als Ursache hiefür kommt die Überlagerung durch den vermutlich im Westen etwas gegen Süden abgebogenen, vielleicht damals auch verschieden mächtigen Deckenstapel der altalpidischen Kalkalpen in Frage. Jedenfalls liegen sehr häufig Gesteine vor, die mehrere Metamorphosen mitgemacht haben.

Zwei Gruppen können im Kristallin unterschieden werden, und zwar *hochmetamorphe Serien* von der Art des Koralpen- und Saualpen-Kristallins (Koriden) mit mineralreichen Glimmerschiefern, Gneisen, Marmoren, Amphiboliten und den charakteristischen Eklogiten, sowie Serien aus Glimmerschiefern, Marmoren und Amphiboliten, wie sie im Raume des Murtales verbreitet sind (Muriden). Östlich vom Tauernfenster tauchen aus den Glimmerschieferserien der Niederen Tauern die *Gneiskörper* der Schladminger Tauern, des Bösensteins sowie des Sekkauer Zinkens mit tektonischen Grenzflächen auf, an denen durch Einbeziehung von Permomesozoikum (Gaaler Schuppenzone) alpidisches Alter erkennbar wird. Auch aus den Glimmerschiefern tauchen südlich des Murtales die Bundschuhgneise auf. Östlich und südöstlich dieses ausgedehnten, im Süden bis in die Gurktaler Alpen reichenden *Glimmerschiefer*gebietes stehen nordöstlich der Sau- und Koralpe aufgereiht die Massive der Stub- und Gleinalpe, in deren eng mit Amphiboliten wechsellagernden Gneisen man eine vulkanogene Serie erkennen kann. Die Kristallinserien im Westen, vor allem der Ötztaler Alpen und der Silvretta, bestehen aus variszisch metamorphen und z. T. auch vorvariszischen Gesteinen (Para- und Orthogneise, Glimmerschiefer, Amphibolite). Das mit dem *Ötztaler Kristallin* eng verbundene Altkristallin des Schneeberger Zuges aus Glimmerschiefern und Marmoren scheint mit den Muriden verwandt zu sein. Die Kristallinmassen im Osten und Westen sind südlich vom Tauernfenster miteinander verbunden.

In ihnen sind öfter Anzeichen einer kräftigen variszischen oder auch alpidischen Interntektonik festgestellt worden. Derartiges zeigt sich am deutlichsten in der steilachsigen sogenannten „Schlingentektonik", die in verschiedenen Gebieten bekannt, am schönsten aber in den Ötztaler Alpen ausgebildet ist. Ferner wird versucht, die Saualpe in eine Reihe variszischer Decken aus metamorphem Altpaläozoikum mit nach oben abnehmender Metamorphose aufzulösen. Die „Phyllitgruppe" der Saualpe wird von einem Teil der Geologen zum Kristallin des Mittelostalpins, von A. TOLLMANN z. B. aber zur Gurktaler Decke gezählt. In der Koralpe sind tektonische Strukturen bekannt, wie das Wolfsberger Fenster, wo Glimmerschiefer und Granit, sowie die Klieningüberschiebung, wo Granatglimmerschiefer und Schiefergneise unter hochmetamorphem Koralpenkristallin auftauchen. In der Schobergruppe wurde eine erhebliche Interntektonik beschrieben. Sicher jungalpidisch ist aber die interessante Schlinig-Überschiebung südwestlich von Nauders, an welcher Kristallin der Ötztaler Masse gegen Westen und Südwesten über die Engadiner Dolomiten überschoben wurde, eine Erscheinung, die als eine Art Rückfaltung vermutlich durch Schollendrehung zustande kam. Im Osten sind *alpidische Störungszonen* mit kräftiger Verschuppung erwähnenswert: Die Störungszone am Südrand der Niederen Tauern, oder die Gaaler Schuppenzone am Rande der Seckauer Masse, Störungen mit eingeklemmter Permotrias in der südlichen Kreuzeckgruppe und bei Kalkstein, im Defereggental und andere mehr.

Alpidische Bewegungszonen in seichter Lage haben oft eine rückschreitende Metamorphose erlitten, ganz junge sogar eine Mylonitisierung. Örtlich konnte es mitunter sogar zu Aufschmelzung (Pseudotachylith-Bildung) kommen. Das tatsächliche Ausmaß der alpidischen tektonischen Beanspruchung und Verformung ist noch kaum richtig abzuschätzen.

Einige hervortretende *junge Störungen* in den Kristallinbereichen sind z. T. mit Tertiär verbunden; von diesen sollen hier nur das bis zum Ennstal reichende Lavanttaler Störungssystem mit Jungtertiär und die Störungen vor allem im Mur-Mürzgebiet genannt werden. Wichtig sind ferner auch die Görtschitztaler Störungszone, Störungsnetze in Mittelkärnten sowie die Mölltallinie. Ausläufer des Engadiner Lineaments scheinen in die junge Nordvorschiebung der Ötztaler Masse und die Mylonitzone der Silltalstörung einzumünden.

Sowohl die Liegendfläche der mittelostalpinen Kristallinmassen als auch ihre Hangendfläche gehören zu den *bedeutendsten* tektonischen *Bewegungsbahnen* der Ostalpen. Wie schon im Zusammenhang mit der Grauwackenzone erwähnt wurde, erlauben verschiedene Reste von auf dem Kristallin stratigraphisch aufliegendem *Permomesozoikum* seine Abtrennung als Mittelostalpin (sensu A. TOLLMANN) von der durch weniger metamorphes Paläozoikum gekennzeichneten Oberostalpinen Decke. Zu diesen Resten gehört im Semmeringgebiet die *Tattermannserie* sowie am Rande des Kristallins gegen die östliche Grauwackenzone und örtlich auch innerhalb des Kristallins die klastische permisch-untertriadische *Rannachserie* (Alpiner Verrucano). Dazu gehören einerseits das Gebiet der Typuslokalität dieser Serie bei Mautern am Nordostrand der Sekkauer- und Bösensteinmasse mit Ausläufern bis Bruck an der Mur und andererseits gegen Westen hin kleinere Vorkommen etwa bis Schladming. Das Grazer Paläozoikum untergreifen randlich wenige Vorkommen der durch Rauhwacken und Dolomite gekennzeichneten *Raasbergfolge* sowie die als karbonisch deutbaren Magnesite der Breitenau und die Folge von Laufnitzdorf als eigene tektonische Elemente. Unter der Gurktaler Decke liegt das *Stangalmmesozoikum,* unter der Steinacher Decke das *Brennermesozoikum* mit Trias und Jura; im Westen stecken zwischen der Phyllitgneis-Zone und dem Silvrettakristallin die permotriadischen Reste der *Puschlin-Thialspitz-Zone,* der freilich von manchen Autoren die Rolle als Deckenscheider abgesprochen wird (vgl. H. PIRKL, Kap. 3.8.2.4.). Weitere Schollen von Zentralalpinem Mesozoikum gibt es bei Sterzing (Telfer Weiße) und Kalkstein bei Sillian, an einer Störung in der südlichen Kreuzeckgruppe und auch im Wörtherseegebiet, z. B. westlich Viktring. Schließlich müssen trotz einer gewissen faziellen Veränderung und der Unauffälligkeit der altalpidischen Metamorphose (der Verrucano zeigt sie wohl am deutlichsten) die Ducan- und Landwasser-Trias auf der westlichen Silvretta, sowie sicherlich Engadiner Dolomiten und Ortler-Trias dem Zentralalpinen Mesozoikum zugerechnet werden. Wie man sich das vorstellen kann, ist auf S. 27 und in Abb. 19, Profil 8 erläutert.

Östlich einer bogenförmigen Linie zwischen Anger und Kindberg ist das mittelostalpine Kristallin infolge der Aufwölbung des Semmering-Rechnitzer Fenstergebietes samt der einstigen oberostalpinen Decke durch Erosion entfernt worden. Als Rest des Mittelostalpins liegt die *Sieggrabener Deckscholle* südlich Mattersburg (Burgenland) auf dem Semmeringfenster (S. 113) und ist nach Gesteinsbestand und Metamorphose dem Koralpenkristallin zu vergleichen. Zu den Ausläufern des mittelostalpinen Kristallins gehört ferner der schmale *Troiseck-Floningzug* bei Kapfenberg und Mürzzuschlag.

2.3.6. Ausblick auf die West-Ostalpengrenze

Die West-Ostalpengrenze ist die für die Beurteilung des gesamten Baues wichtigste Zone der Alpen und überdies mit Komplikationen und Problemen reichlich ausgestattet. *Hier tauchen nämlich die Westalpen tektonisch unter die Ostalpen* hinein, um in verschiedenen Fenstern innerhalb der Ostalpen wieder aufzutauchen. Diese schon beim Aufkommen der Deckenlehre gewonnene Erkenntnis wurde zwar später öfters bezweifelt, hat sich aber heute allgemein durchgesetzt. Die mehrmals kräftig ausgebuchtete Grenzzone erreicht zwischen Feldkirch und der Tonalelinie eine Länge von rund 200 km.

Strenggenommen müßte man auch noch das große Halbfenster des Schweizer Helvetikums in der Rhenodanubischen Flyschzone hinzunehmen, das bereits im Abschnitt 2.3.2. gewürdigt wurde. Die Rhenodanubische Flyschzone findet ihr westliches Ende als zusammenhängende Zone in Liechtenstein, wo auch wegen des Fehlens von Aufschlüssen das Verhältnis zum Liechtensteiner Flysch und zum sicher penninischen Prättigauflysch unklar ist. Alle diese Flysche werden von den sowohl im Sinne R. STAUBs als auch A. TOLLMANNs oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen mit dem Rätikon überlagert. Jedoch liegt dazwischen als erste bedeutendere Komplikation die heftig ausgewalzte *Arosazone,* die früher als unterostalpin galt, heute aber wegen ihrer Ophiolithführung als südpenninisch aufgefaßt wird. Sie setzt nach Süden über einer Zone fort, die am Rande der penninischen Prättigaubucht durch die zerstückelten Deckenreste der *Falknis-* und *Sulzfluhdecke* charakterisiert wird. Auch diese im Sinne von R. STAUB noch als unterostalpin betrachteten Deckenreste werden heute als mittelpenninisch angesehen und einem Schwellenbereich nach Art des Briançonnais der Französischen Alpen zugeschrieben. Diese Einheiten streichen auch dort unter der ostalpinen Hauptüberschiebung aus, wo an die Kalkalpen im Süden das *Silvrettakristallin* anschließt, das (obwohl mittelostalpin im Sinne A. TOLLMANNs) als Trägerdecke der Kalkalpen zur Zeit der älteren jungalpidischen Bewegungen bezeichnet werden muß. Dieses Kristallin trägt Reste eines eigenen, sicherlich zentralalpinen Mesozoikums: die Trias des Ducan- und Landwassergebietes. Die als penninisch betrachtete Arosazone wird mit der zwischen Tiefencastel und der Bernina verbreiteten *Plattadecke* in Zusammenhang gebracht. Man will in ihr wegen der mächtigen Ophiolithe mit daraufliegenden Radiolariten ein Stück vom Boden des vom Jura zur Unterkreide neu gebildeten penninischen Ozeans erkennen und vermutet wegen des Vorkommens von Glaukophangesteinen eine Metamorphose infolge der im Zuge der alpidischen Bewegungen später erfolgten raschen Subduktion in große Tiefe. Übrigens scheint die Arosazone auch noch andere tektonische Trümmer ungeklärter Herkunft zu enthalten.

Nachdem man also auch Falknis- und Sulzfluhdecke und die ihnen möglicherweise äquivalenten Schamser Decken als mittelpenninisch deutet, wäre im Norden kaum ein echtes *Unterostalpin* vorhanden. Dieses im Stammbereich des Err-Berninagebietes mit mächtigem Kristallin ausgestattete Deckensystem würde somit hier im Raume von Tiefencastel sein Nordende finden. Seine Decken werden in Richtung Silvretta von der Aeladecke, welche sich nach Osten in die mesozoische Sedimentdecke des Ortlers fortsetzt, überlagert. Das Kristallin der Languard- und Campodecke schiebt sich dort noch gegen die bedeutende, steilstehende Störung der Tonalelinie dazwischen.

Unter dem Silvrettakristallin wurden auch Schollen von Mesozoikum bekannt, deren Schichtfolgen an solche der Nördlichen Kalkalpen erinnern (Madrisaschollen). Ähnlichkeiten gleicher Art beobachtete man in der erwähnten Aeladecke, welche die südwestliche Silvrettamasse unterlagert und mit der Ortlertrias oder den Engadiner Dolomiten verbunden wird. Das führte zur Idee, die Vorarlberger und Nordtiroler Kalkalpen mit diesen zu verbinden, sie also unter der Silvrettamasse durch (und nicht über sie hinweg) aus dem Süden herzuleiten. Eine solche „subsilvrettide" Herleitung der Kalkalpen stößt aber im übrigen, größten Teil der Ostalpen auf schier unüberwindliche Schwierigkeiten, weil man keine solchen „Herleitungsgebiete" zu finden vermag und direkte Verbindungen zum dortigen Unterostalpin oder Zentralalpin unmöglich sind. Die Ähnlichkeiten im Bereich der West-Ostalpengrenze kann man auch, wie im Abschnitt 1.2. dargelegt wird, mit dem hier *nach Süden ausschwenkenden Verlauf der Faziesräume* erklären, dem zufolge zwar Beziehungen zwischen den westlichsten Kalkalpen und dem westlichsten Zentralalpin sowie den westlichen Südalpen bestehen, viel weniger jedoch zu den östlicheren Faziesbereichen des größeren Teiles der Ostalpen.

Unter dem vorwiegend mittelpenninischen Schollenteppich liegen im Westen die mächtigen *Bündnerschiefermassen* des Prättigaus, sowie südlich Chur diejenigen des südlichen Graubündens. Unter ihnen tauchen etwa 30 km südwestlich von Chur die *Gneiskerne* der penninischen

Decken auf, die selbst wieder durch Bündnerschiefer voneinander getrennt werden. Im südöstlichen Winkel des Penninikums hat der junge Granitoidstock des Bergeller Massivs das Dekkensystem durchbrochen. Höhere Anteile der Bündnerschiefer zwischen Prättigau und Oberengadin sind eindeutige *Flyschbildungen,* deren Ablagerung vermutlich in der Unterkreide begann und die im Bereich Oberkreide-Untereozän durch Mikrofossilien datierbar sind. Man spricht von Prättigau-, Lenzerheide- und Oberhalbsteiner Flysch, Komplexe, die sich sowohl in der stratigraphischen Gliederung als auch in den Schwermineralspektren vom Rhenodanubischen Flysch deutlich unterscheiden, aber dem Flysch des Unterengadiner Fensters sowie dem Tauernflysch nahestehen.

Unter die Bündnerschiefer des Prättigaus taucht im Rheintal das Aarmassiv mit seinem Mantel aus autochthonem bis parautochthonem Helvetikum gegen Osten ab, ebenso die parautochthonen und tieferen Decken des Helvetikums. Für die etwas ungewöhnlichen Verschiedenheiten beiderseits des Rheintales wird eine Störungszone, das sogenannte Churer Lineament, verantwortlich gemacht.

Der charakteristische Deckenbau des Schweizer Penninikums, der ebenfalls schon seit der Aufstellung der Deckenlehre bekannt ist, zeigt eine nach Süden bzw. gegen die inneren Dekkenkerne hin zunehmende, durch Durchbewegung und z. T. nachfolgende Erwärmung verursachte Metamorphose. Nicht nur viele dieser Gesteinstypen des Penninikums der Schweiz werden wir in Fenstern innerhalb der Ostalpen wieder antreffen, sondern auch in diesen dieselben Charakterzüge jener jungen Metamorphose.

Man gewinnt hier im Flußgebiet des Alpenrheins Einblick in jene tektonischen Abläufe, die mit der Überschiebung der Ostalpen über die Ostfortsetzung der Westalpen zusammenhängen. Dabei ortet man mit der Arosazone und der Plattadecke Spuren jener wichtigsten Subduktionszone der Alpen, an der die ozeanische Kruste des *penninischen Ozeans* fast vollständig in die Tiefe verschwunden ist, sodaß sich die südliche (die ostalpine) und die nördliche (die europäische) Kontinentalscholle übereinanderschieben konnten. Überdies registriert man hier vorweg Bauschemata, wie wir sie in den innerhalb der Ostalpen aufbrechenden Fenstern wiedererkennen werden.

2.3.7. Die (helvetisch)-penninisch-unterostalpinen Fenster in den zentralen Ostalpen: Gargellen-, Unterengadiner- und Tauernfenster – sowie Semmering- und Rechnitzer Fenster am Ostende

In den aufgewölbten und durch junge Erosion freigelegten Kuppeln des Unterengadins, der Hohen Tauern und der Rechnitzer Schieferinsel (am Ostrand der Alpen) sind also in tektonischen Fenstern tiefste, mit den Westalpen in Verbindung stehende Baueinheiten entblößt, und zwar solche des Penninikums unter einem unterostalpinen bzw. mittelostalpinen Rahmen. Die Fensterinhalte werden dabei vom Westen und vom Osten her in Richtung Tauernkuppel zunehmend metamorph.

Das kleine *Gargellenfenster* im äußersten Westen, in einem Seitental des Montafons in Vorarlberg, verdankt seine Öffnung einem genügend tiefen Einschneiden eines Baches längs eines Lineamentes, wobei es nur ca. 1–2 km von dem etwas höher ausstreichenden Westrand der Silvrettadecke entfernt liegt. Der Fensterinhalt wird in mehrere Einheiten geteilt: Unmittelbar unter dem Silvretta-Kristallin liegen Arosazone, Sulzfluhdecke mit Sulzfluhkalk und Schollen von grünen Graniten, Falknisdecke und Flysch, alle mit Anzeichen heftiger tektonischer Beanspruchung.

Rund 20–25 km südöstlich Gargellen liegt das in Südwest-Nordostrichtung langgestreckte *Unterengadiner Fenster.* Steil aufgewölbte, z. T. auch gefaltete, mindestens 2000 m mächtige Bündnerschiefer mit einigen Ophiolithen bilden die Hauptmasse des Fensterinneren. Sie gehen nach oben in *Flyschgesteine* über (Sadererjoch-Serie), die bei Raschvella als hohe Oberkreide fossilbelegt sind. Es ist nicht bekannt, ob in der Tiefe ein Zentralgneiskern verborgen ist – freigelegt ist keiner. Ein kompliziert gebauter Rahmen, über dessen Aufbau noch keine völlige Klarheit besteht, umgibt den Kern. Dazu gehören u. a. Ophiolithe im Südwesten, dann die Reste der *Tasnadecke* mit dem Tasnagranit und einem interessanten Mesozoikum mit Ladiser Quarzit, Kalk und Dolomit, Gips, buntem Keuper, ammonitenreichem Lias, sandigem Dogger, Falknisgault u. a., ferner „Couches rouges" – kurz, teilweise Gesteine eines mit der Falknis-Sulzfluh-Decke vergleichbaren Schwellenbereiches. Den oberen Abschluß bilden am Westrand wieder Flysch mit Olistholithen und nochmals Ophiolithe einer Abfolge, die als der *Arosazone*

äquivalent erachtet wird. Auch diese Gesteine stellt man jetzt in das Südpenninikum; lediglich Trias und Jura der *Stammerspitze* verbleibt als ostalpin. Vielleicht gehört zu diesem auch die Scholle von echtem Quarzphyllit auf der Komperdell Alpe oberhalb Serfaus (entsprechend dem unterostalpinen Tuxer Quarzphyllit?). Aus der penninischen Wurzelzone der Westalpen heraus, über das Oberengadin hereinziehend, verläuft eine markante Störung längs des Südostrandes des Unterengadiner Fensters, das *Engadiner Lineament.* Es ist für die Verstümmelung des südöstlichen Fensterrahmens verantwortlich.

Das Abtauchen der Fenstergesteine unter den Fensterrahmen ist vielenorts sehr gut zu sehen. Rund 60 km Kristallin der Ötztaler und Stubaier Alpen trennen nach Osten das abtauchende Unterengadiner Fenster von dem am Brenner wieder auftauchenden Penninikum des Tauernfensters.

Das *Tauernfenster* ist mit rund 160 km Länge der größte Aufbruch penninischer Gesteine in den Ostalpen. Seit langem schon unterscheidet man hier Zentralgneiskerne, die von der Schieferhülle umgeben werden; außerdem hat es einen, wenn auch lückenhaften, Rahmen, der dem Unterostalpin zugezählt wird. Genau studiert ist die Metamorphose („Tauernkristallisation"), die von innen nach außen allmählich abnimmt und derjenigen im Schweizer Penninikum sehr ähnlich ist.

Die *Zentralgneise* sind aus variszischen Intrusionen in ältere Gneise und Altpaläozoikum („Altes Dach") entstanden. Sie bilden entweder Kuppeln mit etwa zwiebelschaligem Bau (wie im Ankogel-Hochalmgebiet), gestreckte, oft walzenförmige tektonische Körper (Sonnblickkern, westliche Zentralgneiskerne) oder sehr charakteristische dünne Gneislamellen, wie sie vor allem im Sonnblickgebiet vorkommen. An diesen Strukturen sind mitunter auch Gesteine beteiligt, die wahrscheinlich altpaläozoisch sind und Habachserie genannt werden. Auf den Zentralgneisen liegt eine keineswegs geschlossene Auflage von *Hochstegenkalk.* Ein großer Glücksfall hat uns im Hochstegenkalk des Zillertales den Fund eines *Oberjura-Ammoniten* und damit einen äußerst wichtigen Fixpunkt für die Stratigraphie beschert.

Darüber folgt jener Teil der *Schieferhülle,* dem zum größeren Teil ein mesozoisches Alter zugeschrieben wird. Zu den Schichtgliedern, die nach begründeten Analogieschlüssen eingestuft werden, gehört die Permotrias, die jener des Schweizer Helvetikums und Penninikums vergleichbar ist. Über die stratigraphische und tektonische Gliederung, sowie das Alter der Hauptmasse der Schieferhülle bestehen aber Meinungsverschiedenheiten; man ist sich jedoch darüber einig, daß größere Komplexe Oberjura und jünger sind. Für gewisse Schichtglieder unter dem Hochstegenkalk kommt ein tiefer jurassisches Alter in Betracht; ob Gesteine solchen Alters auch in tektonischen Komplexen ohne Hochstegenkalk vorkommen, ist ungeklärt.

Für die Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer und schwarzen Phyllite der Schieferhülle wird auch der Name *Bündnerschiefer* verwendet. Sie enthalten örtlich sehr häufig Einschaltungen von *Ophiolithen* (Serpentinite, Grünschiefer). Ferner steckt in schwarzen Phylliten des östlichsten Tauernnordrandes ein Flysch, der vielleicht dem Prättigauflysch Graubündens verglichen werden könnte. Auch vom Tauernwestende sind flyschartige Schichtfolgen bekannt, für die jungmesozoisches Alter ebenfalls vermutet werden kann. Aussagekräftige Fossilien sind in unseren Bündnerschiefern bisher leider nicht gefunden worden.

Am Tauernwestende werden über den *Zentralgneis*körpern mit dem Hochstegenkalk mehrere tektonische Einheiten unterschieden; die höchste, welche die Hauptmasse der Bündnerschiefer umfaßt, wird mit der Glocknerdecke parallelisiert. Tuxer und Zillertaler Zentralgneiskern werden durch die verhältnismäßig hoch metamorphen und bekannt mineralreichen Greiner Schiefer getrennt. Weiter östlich erscheint der Venediger-Kern, aber auch kleinere, überfaltete und transportierte Zentralgneiskörper. Im Granatspitzkern hat schon H. P. Cornelius die interessanten Strukturen der Riffeldecken abgegrenzt.

Jenseits der sogenannten Glocknerdepression, auf die noch zurückzukommen sein wird, trennt die eingefaltete Schieferhülle der Mallnitzer Mulde den walzenförmigen Sonnblick-Zentralgneiskern von dem mehr flachkuppelförmigen Ankogel-Hochalmkern (L. Kober). Im Hangenden des Sonnblickkernes liegen in der Schieferhülle dünne, oft mit Permotrias verbundene Gneislamellen als Basis höherer Decken der Schieferhülle. Im nordöstlichsten Teil des Tauernfensters sind wiederum einige Decken mit z. T. ansehnlichen Kristallinkernen angehäuft.

Die Bündnerschiefermassen mit den Ophiolithen ziehen um das Tauernwestende herum in den Südteil des Fensters hinein und reichen in der tief eingemuldeten und z. T. quer verfalteten Glocknerdepression mit dem höchsten Berg Österreichs, dem Großglockner (3798 m), weit nach Norden. Hier haben H. P. Cornelius & E. Clar die Gliederung in die (tiefere) Seidelwinkeldecke, die Brennkogeldecke und zuoberst die Glocknerdecke aufgestellt. Die letztere enthält die Hauptmasse der Kalkphyllite und

Ophiolithe und man ist geneigt, gleichartige Serien, die auch sonst zumeist die obersten Teile des Fensters einnehmen, mit der Glocknerdecke gleichzusetzen. Im Norden sind die Fuscher Phyllite verbreitet, auf deren Flyscheinschaltung schon hingewiesen wurde. Auch im Osten ziehen die Bündnerschiefer um die Zentralgneiskerne herum und sind diesmal im Norden stärker angehäuft.

Den Gesteinen des Tauernfensters sieht man es an, daß sie ihre Metamorphose unter Durchbewegung unter starker Belastung und allmählichem Temperaturanstieg erhalten haben. Diese charakteristische und deswegen von B. SANDER eigens „Tauernkristallisation" genannte Metamorphose erreicht Grünschiefer- bis Amphibolitfazies. Anzeichen für eine Hochdruck-Niedertemperatur-Metamorphose, die mit der meist am Südrand des penninischen Ozeans vorausgesetzten Subduktion in Zusammenhang stehen müßte, sind auch im Tauernfenster schon an mehreren Stellen gefunden worden. Nach dem plattentektonischen Konzept werden ferner die basischen und ultrabasischen Eruptivgesteine, wie Grünschiefer, Prasinite und Serpentinite, kurz *Ophiolithe,* mit einer *ozeanischen Kruste* des penninischen Ozeans in Beziehung gebracht. Letzte Auswirkungen der Tauernmetamorphose sind die altbekannten Kluftminerale und Golderzgänge des Tauernfensters.

Die Konstellation Jurakalk auf Gneis, auch unter Zwischenschaltung von Permotrias und vermutlich tieferem Jura, hat zu dem plausiblen Gedanken geführt, daß die Zentralgneise der Tauern noch zur Europäischen Plattform mit Sedimenten des Ultrahelvetikums gehört haben könnten (W. FRISCH) und beim Zuschub des Tauernfensters von Sedimenten des penninischen Ozeans überschoben wurden, wobei auch Gesteine von inliegenden penninischen Schwellen mitbeteiligt sein könnten. Ein Vergleich der alten Kerne mit Teilen der Böhmischen Masse wurde schon öfter angestellt, was diese Deutung unterstützt.

Immer wieder wird auch die Frage nach der Autochthonie oder Allochthonie der Zentralgneise aufgeworfen. Von manchen Autoren werden sie tatsächlich als mehr oder minder autochthon angesehen. Trotzdem dürfte eine gewisse Allochthonie doch wahrscheinlicher sein, denn nach der heutigen Konfiguration ist nördlich der Zentralgneise beiweitem zuwenig Platz für den Ablagerungsraum des Helvetikums bzw. Ultrahelvetikums, ganz zu schweigen von dem Platzbedarf, wenn man im Sinne des Autors auch noch den Rhenodanubischen Flyschtrog nördlich der Zentralgneise einordnen will.

Der penninische Teil des Tauernfensters wird von einem oft lückenhaften *Rahmen höherer Einheiten* umgeben, die einesteils noch als penninisch gelten, anderenteils aber als unterostalpin abgetrennt werden. Während die ersteren noch Trias von penninischem Charakter führen, rechtfertigen die abweichende Trias und der Jura der *Radstädter Decken* die Zuordnung zur höheren, *unterostalpinen* Deckengruppe. Ihre Schichtfolge, die mittels gelegentlicher Fossilführung gliederbar ist, hat in der Obertrias Hauptdolomit statt des penninischen Keupers und wird im übrigen durch Brekzien gekennzeichnet, die teils sicher jurassisch, teils vielleicht aber auch kretazisch sind. Durch die im Gebiet des Radstädter Tauernpasses zwischen Mauterndorf und Lend stärkere Anhäufung von Decken treten sie auch landschaftlich auffallend in Erscheinung. Eine hangende Einheit mit invers gelagerter Trias ist mit z. T. mächtigem Perm und Quarzphyllit verbunden. Das ganze Paket taucht ostwärts *unter* das Schladminger Kristallin.

Eine weitere Gruppe von Einheiten aus unterostalpinem Mesozoikum liegt in den *Tarntaler Bergen* in Tirol vor. Bemerkenswert sind darin die Serpentinite des Reckners; oft mächtige Brekzien sind mit flyschartigen Schichtfolgen verbunden. Aber auch hier gibt es ein inverses Permomesozoikum, das mit dem überaus mächtigen Innsbrucker Quarzphyllit stratigraphisch verknüpft ist, der deshalb schon seit langem als unterostalpin aufgefaßt wird. Die Verbindung zwischen diesen östlichen und westlichen Vorkommen stellen im Norden einige kleine unterostalpine Schollen her; manche mögen auch an der Tauernnordrand-Störung verloren gegangen sein. Beinahe den gesamten Südrand des Tauernfensters aber begleitet eine aus verschiedenen penninischen und unterostalpinen Elementen zusammengesetzte heftig tektonisierte Schuppenzone, die *Matreier Zone.* Ihr ähnlich ist die im östlichsten Teil des Tauernnordrandes auftretende Klammkalkzone mit dem heute als penninisch geltenden Klammkalk. Diese Zonen bezeugen in sehr eindrucksvoller Weise die Bedeutung und Heftigkeit der Bewegungen während der Überschiebung des Mittel- und Oberostalpins über das Tauernfenster.

Auch im Tauernfenster ist von den mächtigen Kristallinmassen, wie sie im Unterostalpin der West-Ostalpengrenze oder im Semmeringfenster bekannt sind, nur wenig vorhanden. Die dünne Lamelle des Twenger Kristallins in den Radstädter Tauern ist hierher zu stellen.

Der endgültige Zuschub des Tauernfensters muß im Alttertiär stattgefunden haben. Der Abkühlung nach der Tauernmetamorphose werden radiometrische Alter von Glimmern von rund 20 Mio. J. zugeschrieben.

Das Abtauchen des Fensterinhaltes *allseits unter* das Mittel- und Oberostalpin ist nun gesichert und Versuche, auf Grund autochthonistischer Vorstellungen, den Fensterinhalt als altersgleich mit der Umgebung und als von dieser allseits nur wenig überschoben zu deuten, sind eindeutig widerlegt.

Vom Tauernfenster ostwärts ist das Penninikum nun auf eine Strecke von fast 200 km zugedeckt, ehe es im Rechnitzer Fenster wieder zutagekommt. Das *penninische Rechnitzer Fenster,* lange Zeit sehr umstritten, wurde innerhalb seines unterostalpinen Rahmens erst in den letzten Jahrzehnten erkannt und kann jetzt als gesichert gelten. Die Phyllite, Kalkphyllite und Marmore in Verbindung mit Grünschiefern und mächtigen Serpentiniten wurden meist für paläozoisch gehalten, ehe es H. P. SCHÖNLAUB (1973) gelang, durch Schwammnadeln ein *jungmesozoisches Alter* von Marmoren nachzuweisen. Das schon lange bekannte Cáker Konglomerat mit viel Dolomit-Komponenten gleicht Konglomeraten aus Penninikum oder Unterostalpin; auch Reste von Trias unterstützen diese Parallelisierung. Ferner wurden „Glaukophanschiefer" im Verband mit Serpentiniten gefunden, die u. a. mit jenen des Reckners in den Tarntaler Köpfen in Tirol verglichen werden können. Bemerkenswert ist auch der Umstand, daß kein Kristallin, etwa von der Art der Zentralgneise, aufgeschlossen ist. Das Untertauchen der Fenstergesteine unter die Umgebung ist neuerdings auch durch Bohrungen und Geophysik gesichert. A. PAHR versucht, die Masse der Gesteine des Rechnitzer Fensters in einige unterscheidbare tektonische Einheiten zu gliedern (vgl. Kap. 3.7.5.). Strenggenommen ist das Rechnitzer Fenster eine Gruppe von Fenstern, von denen das Fenster von Rechnitz und das von Bernstein nebst dem von Möltern die größten sind; das erstere scheint sich nach Ungarn hinein fortzusetzen.

Der Rahmen der Fenstergruppe ist, abgesehen vom Südrand, wo durch eine Störung Altpaläozoikum von der Art des Grazer Paläozoikums unmittelbar danebengestellt ist, eine mächtige Deckengruppe, die als das *unterostalpine Semmering-Deckensystem* zusammengefaßt wird. Dieses Deckensystem besteht zuunterst aus der (einstmals für Penninikum gehaltenen) Wechseleinheit mit viel diaphthoritischen Albitgneisen und den Wechselschiefern; darüber liegen Decken, welche die charakteristischen Grobgneise beinhalten. Hier ist im Unterostalpin also, wie im südlichen Graubünden, plötzlich wieder viel Kristallin vorhanden. Das meist geringmächtig vorkommende Mesozoikum – hauptsächlich Permotrias – wird im Semmeringgebiet, im Gegensatz zu den Radstädter Tauern, durch Keuperfazies in der Obertrias charakterisiert. Diese deckentrennenden Sedimentfolgen sind im Norden und besonders im Semmeringgebiet etwas angehäuft, fehlen im Süden aber oft ganz, weswegen die Deckenabgrenzung hier problematisch werden kann. In neuerer Zeit sind einige weitere kleine Fenster von Wechselserie unter der Grobgneisserie bekannt geworden.

Radiometrische Daten (Biotit-Abkühlungsalter) haben im Semmeringdeckensystem Werte von etwa 80 Mio. J. ergeben. Seine Stapelung und Überschiebung durch das höhere Ostalpin erfolgte also im Zuge der *altalpidischen Bewegungen* ungefähr in der Mittelkreide. Das Semmeringfenster reicht im Westen etwa bis Anger und Kindberg und im Norden bis zum Mürztal und bildet auch die Inselberge, die aus dem im Osten und Süden auf dieses Grundgebirge übergreifenden Jungtertiär auftauchen und die Verbindung zu den Karpaten herstellen (z. B. das Leithagebirge). Dagegen könnte die *Überschiebung* des Semmeringsystems als ganzes über das Rechnitzer System vielleicht schon als *jungalpidisch* angesehen werden. Erwähnenswert ist, daß auf dem altalpidischen Deckenstockwerk in vereinzelten Resten nichtmetamorphes Obereozän vorkommt (Kirchberg am Wechsel, Wimpassing), das auf eine tiefe Abtragung und nachfolgende Transgression noch vor den jungalpidischen Hauptbewegungen schließen läßt. Zudem ist auch während oder vor der tiefen Oberkreide die mesozoische Sedimentdecke über dem Grazer Paläozoikum (vor der Transgression der Gosau von Kainach) tief erodiert worden; allerdings könnten auch tektonische Vorgänge (Ableitung) für das Fehlen des Mesozoikums mitverantwortlich sein.

Im Norden der großen Fensteraufbrüche ist, außer beim Gargellen- und Unterengadiner Fenster, das sonst so mächtige mittelostalpine Kristallin entweder zurückgeblieben, erodiert oder ganz „verschluckt", wie beim Tauernfenster, bzw. nur in schmächtigen Bruchstücken eingeklemmt, wie beim Semmeringfenster. Oft kann versucht werden, dies auf Lineamenttektonik zurückzuführen. Wenn einerseits Stücke des Fensterrahmens fehlen, kann andererseits auf jene *Sieggrabener Deckscholle* aus hochkristallinen Gesteinen vom Koralpentypus südlich Mattersburg im Burgenland hingewiesen werden, die als Mittelostalpin und Rest einer einstigen, weit ausgreifenden Überdeckung auf dem Semmeringsystem angesehen werden muß.

Die für den Alpenbau ungemein wichtige Überschiebung des Ostalpins über das Penninikum ist also *vom West- bis zum Ostrand der Ostalpen durchziehend zu denken* und greift sicherlich als Hauptfläche der großen alpinen

Subduktion in die Karpaten hinüber aus. Erst nachfolgend kamen die ursprünglich beiderseits des penninischen Ozeans lagernden Kontinentalplatten miteinander in Kollision.

2.3.8. Die Periadriatische Naht

Anders als die Geographen lassen die Geologen die Ostalpen im Süden an dem markanten Lineament der Periadriatischen Naht enden und stellen sie den Südalpen gegenüber.

Die *Periadriatische Naht* teilt im Osten die Karawanken in der Längsrichtung bis in die Gegend von Villach in Nord- und Südkarawanken und setzt dann, morphologisch sehr gut kenntlich, durch das Gailtal und Pustertal bis zum Eisack bei Mauls fort. In der Judikarienlinie nach Südwesten abbiegend, setzt sie sich dann in der Tonale-Linie im Südteil der Westalpen fort. Ihre Bedeutung liegt auf der Hand, trennt sie doch merklich *verschiedene Bauteile* der Alpen. An ihr stoßen am Südwestrand des Tauernfensters Serien aneinander, deren Tiefenlage bei der Tauern-Metamorphose sich um 10–15 km unterschied. Man muß sie also auch als markante Verwerfung mit vermutlich großer Sprunghöhe sehen. In den Karawanken sind lithologische und stratigraphische Verschiedenheiten zwischen den beiden Seiten auffallend, und zwar sowohl im Paläozoikum, wo im Norden schwach metamorphes Altpaläozoikum (Magdalensbergserie), im Kontakt mit Granit und Tonalit, typischem Paläozoikum vom Typus der Karnischen Alpen im Süden gegenübersteht, als auch im Oberkarbon und Permoskyth, wo Perm und Untertrias im Norden und Süden sich unterscheiden. Das Karbon von Nötsch, nördlich der Naht, nimmt eine Sonderstellung ein. In der Mitteltrias ist die südalpine Ausbildung durch Riffkalke und mächtige Vulkanite ausgezeichnet, und in der Obertrias scheidet die Störung Hauptdolomitfazies im Norden von Dachsteinkalkfazies im Süden. In Jura und Kreide scheinen die Unterschiede weniger bedeutsam zu sein.

Das Gailtal scheidet die Karnischen Alpen mit ihrem charakteristischen variszischen Bau im Süden von Quarzphyllit im Norden, auf dem das Mesozoikum des Drauzuges aufliegt. Und weiter im Lesachtal zieht die Störung zwischen den Karnischen Alpen im Süden und dem Gailtalkristallin als Basis der Lienzer Dolomiten im Norden gegen Westen fort. Interessant sind Vorkommen von Tonalitgneis- und Quarzdioritlamellen sowie von Sedimentkeilen aus Permotrias im Raume zwischen Nieder- und Obergail. Weiter westlich, nach dem Westende der Lienzer Dolomiten, gibt es noch einzelne Vorkommen von Trias, die mit diesen in Beziehung gebracht wurden (z. B. bei Winnebach).

Daß hier ein nicht geringes Krustenstück *fehlen* muß, ist klar. Mit diesem könnte auch die Wurzelzone der altalpidischen Kalkalpen verschwunden sein, die gesucht wird, seitdem sich herausgestellt hat, daß der Drauzug nur eine schmale Einfaltung eines nordkalkalpinen Elementes, aber nicht die Wurzelzone der Kalkalpen darstellt, wie man früher glaubte. Ferner zeigt sich die Bedeutung der Periadriatischen Naht als *langlebiges System* durch die in ihrem Bereich erhaltenen alten bis jungen Granit- und Tonalitintrusionen; außerdem nimmt man an, daß sie als Bewegungsfläche für vielleicht beträchtliche *Seitenverschiebungen* gedient haben könnte.

Während die Periadriatische Naht östlich von Villach von dieser südlichen Längstalfurche in die Karawanken hinein abweicht, setzt, diese überlagernd, eine jüngere Störung am Talrand geradeaus nach Osten fort: die *Karawanken-Überschiebung.* An ihr wurde das Gebirge in sehr junger Zeit nach Norden über das Jungtertiär des Klagenfurter Beckens überschoben. Das Fortschreiten dieser Überschiebung ist an Bergsturzmassen, die in das Tertiär eingeglittene oder hineingestürzte Stirnteile der Schubmasse darstellen, abzulesen. Es sind geophysikalische Arbeiten im Gange, welche die immer wieder geäußerten Vermutungen über eine heute noch stattfindende Hebung oder einen Vorschub nach Norden in den Karawanken überprüfen sollen. Gleiches vermutet man auch bei den Karnischen Alpen.

2.3.9. Die Südalpen

Während nördlich der Periadriatischen Naht Kristallin und metamorphes Paläozoikum, darunter der gegen Westen zunehmend metamorphe Gailtaler Quarzphyllit, das Grundgebirge aufbauen, liegen südlich in den Karnischen Alpen und den Südkarawanken die Reste eines *variszischen Deckengebirges* aus paläozoischen Gesteinen vor. Decken aus Altpaläozoikum werden durch die flyschartigen Hochwipfelschichten des Unterkarbons getrennt. Nach dem neuesten Wissensstand (H. P. SCHÖNLAUB) müßte allerdings der Deckenbau der Karnischen Alpen neu überdacht werden. Über den Deckenbau transgrediert höheres Oberkarbon (Auernigschichten) als flachmarine Bildung mit Auflage von marinem Perm und südalpinem Mesozoikum; außerdem muß mit alpidischen tektonischen Strukturen gerechnet werden, deren Anteil heute höher bewertet wird als früher. Erst westlich und südwestlich der Karnischen Alpen breitet sich ein Grundgebirge aus Quarzphyllit aus. Es trägt terrestrisches Perm mit inliegendem, mächtigem Bozener Quarzporphyr sowie zu oberst marinen Ablagerungen und bildet die Basis der Südtiroler Dolomiten. Im Gegensatz zum terrestrischen Karbon der Nordalpen wird der Meeresraum des Oberkarbons und Perms der Südalpen als „Paläotethys" bezeichnet.

Die *südalpine Trias* zeigt im großen und ganzen einen sehr ähnlichen Ablagerungsrhythmus wie die Nordalpen, sind sie doch beide im gleichen großen Meeresgebiet abgelagert worden. Allerdings sind in der Mitteltrias die Riffbauten und der weitaus kräftigere Vulkanismus, dessen Produkte in der dazwischen liegenden Beckenfazies angehäuft sind, auffälliger. Zentrum des triadischen Vulkanismus ist die Gegend von Predazzo und Monzoni, wo die zu den Effusiven gehörigen Tiefengesteine durch Erosion freigelegt worden sind. Die Dachsteinkalkfazies der Obertrias der östlichen Südalpen geht in den Julischen Alpen allmählich in Dolomitfazies über, wie sie dann in den Südtiroler Dolomiten vorherrschend ist (vgl. Abb. 10).

Die *Südalpen* weisen eine *südgerichtete Tektonik* auf. An mehreren Überschiebungen sind sie über die Jungschichten am südlichen Alpenrand überschoben und auch in ihrem Inneren gibt es Überschiebungen, welche diese einbeziehen; jedoch von einem Deckenbau kann man kaum sprechen. Lebenszeichen dieser südlichen Alpenrandtektonik sind die Friauler Erdbeben des Jahres 1976. Gegen Osten hin (in Slowenien) individualisieren sich südgerichtete Überschiebungen; im Störungsnetz und in der Vergenz der Strukturen setzen sich dabei dinarische Richtungen stärker durch. Zu den großen Störungslinien gehört beispielsweise auch die Valsugana-Linie südlich der Südtiroler Dolomiten sowie jene Störung, die vom Südrand der Karnischen Alpen her ins Kanaltal und dann weiter in das Savetal streicht.

2.3.10. Das Inneralpine Tertiär

Im großen und ganzen erfolgte der *Stillstand der tektonischen Aktivität* der jungalpidischen Bewegungen in den Ostalpen etwa im Ottnang, im Osten sogar noch ein wenig später. Während in der westlichen Molassezone schon im Oberoligozän erstmals zwischen marinen Schichten Süßwasserschichten eingeschaltet sind, erfolgte die Aussüßung des ganzen Molassebeckens im Obermiozän (Obere Süßwassermolasse). In der *Waschbergzone* allerdings bildeten sich jüngere marine Sedimente, z. T. interferierend mit weiteren tektonischen Bewegungen. Auch im Karpat erfolgten Überflutungen durch das Meer von Südosten bis ins Vorland hinaus; im Wiener Becken wurde das ehemals sehr akzentuierte Relief mit groben und feineren Sedimenten zugeschüttet.

Im Steirischen Becken folgen über limnisch-fluviatilen Eibiswalder Schichten des Ottnangs und tieferen Karpats, die stellenweise Kohleflöze führen, marine Tonmergel. Gleichzeitig beginnt im Karpat im Steirischen Becken ein reger Andesit-Vulkanismus, wie er besonders auch in der südlichen Slowakei aktiv war und in plattentektonischer Sicht mit der Alpin-Karpatischen Subduktion in Beziehung gebracht werden kann.

Erst mit dem Beginn des Badens vollzogen sich weitere bedeutende Umwälzungen, indem sich die *Becken* nun an Brüchen einsenkten und von Südosten her nach kurzer Unterbrechung wieder vom Meere überflutet wurden. Oft ging die *Transgression* diskordant über bereits gestörte Schichten hinweg (Steirische Diskordanz). So entstand das eigentliche *Wiener Becken* zwischen den Alpen und Karpaten. Mannigfache Sedimente, sowohl solche der Küstenregion, wie Lithothamnienkalke, Konglomerate, Sande, als auch solche der Beckenregion, vorwiegend Mer-

gel und Tone, wurden abgesetzt. Die Bewegungen an *Brüchen* hielten im Wiener Becken meist längere Zeit an, sodaß die Sedimentmächtigkeiten auf den Hochschollen geringer sind als auf den Tiefschollen. Im Zuge der Suche nach Erdöl und Erdgas, die uns eine Fülle von wichtigen Befunden gebracht hat, wurden auch diese Gegebenheiten genau studiert. Im Steirischen Bekken hielt der *Vulkanismus* noch eine Weile während des Badens an und erlahmte dann; letzte vulkanische Äußerungen sind übrigens die im Pliozän geförderten Basalte, die sich in Österreich allerdings auf nur wenige Stellen beschränken.

Mit einigen kleinen Schwankungen des Wasserspiegels blieb die Meeresbedeckung am Alpenostrand bis ins Pannon bestehen, doch war das Wasser im Sarmat bereits brackisch und im Pannon schon mehr oder minder ausgesüßt. Das Becken wurde mit Sedimenten gefüllt und verlandete. Die von Westen aus dem schon länger landfesten Alpenvorland einfließende Urdonau hinterließ in der Gegend von Hollabrunn im Pannon einen ausgedehnten Schotterfächer. Sicherlich wurde ein Teil dieser Quarzschotter aus dem Alpenvorland mitgebracht, wo sich im Obermiozän-Unterpliozän mächtige, quarzreiche Schotter sowie Tone mit einigen Kohleflözen abgelagert haben.

Die *Ausräumung* der Becken begann im höheren Pliozän. Bei Wien kennzeichnet der dem Anninger vorgelagerte Eichkogel mit seiner Kappe aus pannonem Süßwasserkalk die Höhe der einstigen Beckenfüllung. Die am Rande des Wiener Beckens oft noch deutlichen Brandungsplattformen stammen zwar aus dem Baden, wurden aber im Pannon noch großzügig überarbeitet.

Im Karpat entstanden auch anderwärts *in den Ostalpen* kleinere *Becken* mit Kohlebildungen und mächtigen fluviatilen Schottern; sie sind meist an Brüchen eingesenkt. Ihre Hauptverbreitung liegt im Mur-Mürzgebiet bis in das Becken von Tamsweg; einige Reste befinden sich im Ennstal, zu denen auch das Radstädter und Wagrainer Tertiär gehört. Die letzteren Tertiärvorkommen sind an der jungen Tauernnordrandstörung eingeklemmt, deren tektonische Bedeutung aus dem Vorhandensein mächtiger, toniger Mylonite im Pongau hervorgeht. Von den Tertiärvorkommen des Murgebietes ist schon lange bekannt, daß sie, obwohl dasjenige von Tamsweg nur wenige Kilometer vom Tauernfenster entfernt ist, doch keinerlei Gerölle aus diesem enthalten – ein Zeichen dafür, daß das Tauernfenster zur Zeit der Ablagerung dieser Sedimente, also im Untermiozän, noch nicht freigelegt war. Im Lavanttal erfolgte im unteren Baden sogar kurzfristig ein Meereseinbruch, gefolgt von Aussüßung, Schotterablagerung und Kohlebildungen. Die Begrenzung des Vorkommens gegen Osten wird durch Brüche des in seinen Fortsetzungen bis zum Ennstal reichenden jungen *Lavanttaler Störungssystems* gebildet, an denen die Koralpe hochgehoben wurde. Im *Klagenfurter Becken* werden die sarmatischen Rosenbacher Kohlenschichten vom pliozänen Sattnitz- und Bärentalkonglomerat überlagert, deren Geröllmaterial größtenteils aus den aufsteigenden – und schließlich das Tertiär auch überschiebenden – Karawanken stammt. Teile dieses Tertiärs wurden auch an der Periadriatischen Naht in den Karawanken eingeklemmt.

Marine, unteroligozäne Schichten transgredieren im *Unterinntal* auf kalkalpinem Untergrund und sind vorwiegend von Süden her geschüttet worden; auch hier ist keine Sedimentzufuhr aus dem Tauernfenster zu bemerken. Nachfolgend kommt es auch zur Schüttung einer Art Süßwassermolasse, die längs des Inns erhalten blieb.

Junge *Hebung* erst hat die Ostalpen zu dem heutigen Gebirge gemacht. Schon vor dem Meereseinbruch im Karpat ins Wiener Becken war, wie die begrabenen Berge zeigen, das Relief etwas akzentuierter als heute am Beckenrand. Die Wasserscheide lag im Baden im nördlichen Wienerwald, von wo die Bäche Flyschgeröll nach Südosten in den Raum der Kalkalpen transportierten.

Wahrscheinlich noch jünger ist die kräftige *Aufwölbung der Tauernkuppel;* gewisse Hinweise werden dahingehend gedeutet, daß diese Hebung heute noch anhält. Dasselbe gilt wohl auch für das Unterengadiner Fenster. Längs eines teilweise durch Tertiärvorkommen markierten *Lineamentes* (Semmering-Mürz-Murtal, Ennstal-Salzachtal, Inntal) bildeten sich die großen Längstäler, deren aus den Alpen hinaus führende Quertäler sichtlich älter sind als die Hebung. Daß das der Fall ist, zeigen auch Schuttfächer ihrer Vorgänger in der Molasse. Die Abtragung einstiger Schotterdecken auf den Kalkalpen hat Spuren in Form von *Augensteinen* zurückgelassen. In der Altersbestimmung dieser Altformen besteht auch heute noch keine völlige Einhelligkeit.

Bis in die jüngste Zeit aktive und als Erdbebenherde fungierende Senkungsstreifen im Wiener Becken, die Lasseer und Moosbrunner Senke, gehören sicherlich zur Fortsetzung des Semmering-Mürz-Murtal Lineaments.

2.4. Erosion und Sedimente im Pleistozän und Holozän

Nach der Eintiefung des heutigen Talsystems trat das Ereignis der *Eiszeiten* ein; meist rechnet man mit vier Eiszeiten, die durch *Zwischeneiszeiten* (Interglaziale) getrennt und durch *Interstadiale* gegliedert werden. Sie haben ihre Spuren in Form von Moränen und in die Vorländer hinaus verbreiteten fluvioglazialen Schottern hinterlassen. In Resten sind da und dort auch Absätze der Interglaziale erhalten geblieben. Glaziale Becken, insbesondere einige Zungenbecken der letzten Vereisung, wie z. B. das Salzburger Beken, wurden mit oft mächtigen Seeschluffen aufgefüllt. Ähnliches muß sich, wie Beispiele bei Salzburg zeigen, auch nach älteren Vereisungen öfter ereignet haben.

Die Zerschneidung diluvialer Ablagerungen und die Ineinanderschachtelung von Schotterkörpern schufen die im Alpenvorland und in den östlichen Alpentälern charakteristischen *Terrassenlandschaften.* Die Alpen erhielten durch die Eiszeiten im wahrsten Sinne des Wortes ihren letzten Schliff.

Während sich im Westen die Gletscher der Alpennordseite mit breiten Zungen oft weit ins Vorland hinaus erstreckten, blieben sie weiter östlich immer mehr zurück und schließlich in den Alpen stecken. Von Steyr ostwärts zerfiel auch die maximale Vergletscherung in Lokalgletscher von oft nur geringer Größe. Mur- und Draugletscher blieben im Gebirge stecken, die Talgletscher der Südalpen stießen nur wenig ins Vorland vor. Nach dem Rückzug kam es noch zu kleineren Gletschervorstößen, die die Kare unserer Alpen modellierten und so die Formgebung unserer Alpengipfel vollendeten.

Daß sich so manche Alpengipfel über die Schneegrenze erheben und daher auch heute oft noch von Gletschern, die im 17. und 19. Jahrhundert nach Zeiten geringerer Vergletscherung neuerlich vorstießen, umgeben sind, macht den großen Reiz unserer Gebirgslandschaften aus.

In jenen Gebieten aber, die nicht von Eis bedeckt waren, waren Verwitterung und Bodenfrost besonders wirksam. In den Flachländern konnte der Wind aus den kahlen Gebirgen und den Moränen und Schottern Feinmaterial ausblasen und als *Löß* anhäufen. Die feuchte Lößlandschaft des westlicheren Alpenvorlandes ging allmählich in die östlichere, trockene Lößlandschaft über.

Die Oberfläche der *Böhmischen Masse* läßt heute noch die alte postvariszische Rumpffläche erkennen, doch wurde sie durch Verstellungen in der Höhenlage verändert. Diese Oberflächen pflegen tief verwittert zu sein und beinhalten Kaolinlagerstätten. Höhere Berge überragen eine in 500 m Höhe gelegene Verebnungsfläche, die man als Brandungsterrasse des Miozänmeeres deutet. In diese Fläche haben sich die Flüsse, der Hebung entgegenwirkend, oft eingeschnitten und manche reizvolle schluchtartige Tallandschaft geschaffen. Die höchsten Berge überragten um ein geringes die eiszeitliche Schneegrenze und kleine Gletscher hinterließen Karseen und Moränen. Infolge ihrer verschiedenen Geschichte besteht so ein eindrucksvoller landschaftlicher Gegensatz zwischen der so ruhigen Landschaft des Wald- und Mühlviertels und den oft schroffen und häufig großartigen Szenerien der Alpen.

Verwitterung, Erosion, Vegetation und schließlich menschliche Tätigkeit haben das Bild der österreichischen Landschaft weiter ausgestaltet; leider wird es gerade in jüngster Zeit dadurch oft auch verunstaltet. Man sollte bedenken, daß vor allem menschliche Eingriffe in den Wasserhaushalt ihre unangenehmen Folgen erst nach und nach zeitigen dürften.

Nähere Einzelheiten bringen die folgenden Kapitel dieses Buches. Bezüglich der großen Zusammenhänge wird man sich aber vielleicht öfter dieser Übersicht erinnern.

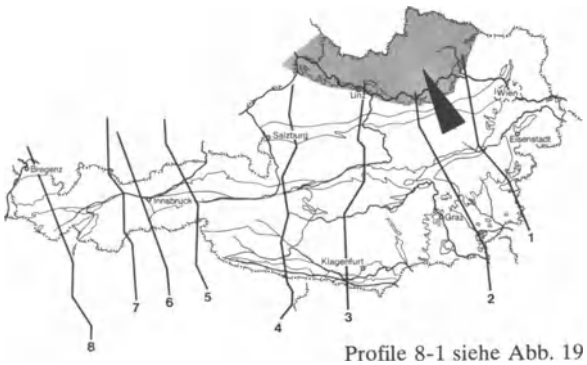
Literatur: ABERER F. 1958; ALLEMANN F. 1957; AMPFERER O. 1925; ANDRUSOV D. 1968; ANGENHEISTER G., BÖGEL H. & MORTEANI G. 1975; BECHSTÄDT T. 1978; BECK-MANNAGETTA P. 1959; BECK-MANNAGETTA P. & PREY S. 1974; BÖGEL H. (Ed.) 1977; BÖGEL H. 1975; BRAUMÜLLER E. 1961; BRIX F. et al. 1977; BÜCHI U. P. & TRÜMPY R. 1976; CLAR E. 1965; CORNELIUS H. P. & CLAR E. 1939; DEBELMAS J. 1975; DEL NEGRO W. 1970, 1977; DIETRICH V. J. 1976; ENZENBERG M. 1966; EXNER CH. 1950, 1971; FAUPL P. 1972, 1977; FLÜGEL H. W. 1958, 1960, 1975b; FRASL, G. 1958; FRASL G. et al. 1975; FRISCH W. 1978a, b; FUCHS G. & MATURA A. 1976; FUCHS W. 1976b; GRILL R. 1968; GWINNER M. P. 1978; HAHN F. F. 1913; HALDIMANN P. A. 1975; HÖCK V. & SCHRAMM J. M. 1975; KLEBELSBERG R. 1940; KOBER L. 1912, 1955; KOLLMANN K. 1965; KRÖLL A. & HELLER R. 1978; KRÖLL A. & WESSELY G. 1973; KÜPPER H. 1968; METZ K. 1964a, b, 1965, 1966, 1976a; MILLER D. S. 1967; NEUGEBAUER J. & KLEINSCHMIDT G. 1971; PAHR A. 1977; PLÖCHINGER B. 1964a; PLÖCHINGER B. & PREY S. 1968, 1974; PREY S. 1971, 1977b, c, 1978; SCHAFFER F. X. (Ed.) 1951; SCHMIDEGG O. 1964; SCHNABEL W. & DRAXLER I. 1976; TOLLMANN A. 1959, 1963a, 1970b, 1975a, 1976b, c, 1977b; TRAUTH F. 1937; TRÜMPY R. 1960, 1973; VEIT E. 1953.

3. Die geologischen Landschaften

3.1. Die Böhmische Masse in Österreich

Von GERHARD FUCHS und ALOIS MATURA

Mit den Abbildungen 20 bis 24



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.1.1. Einführung

Das kristalline Grundgebirge im nördlichen Ober- und Niederösterreich gehört zur Böhmischen Masse. In nach-variszischer Zeit wurde es weitgehend eingeebnet und von terrigenen Sedimentdecken und z. T. marinen Schichten überlagert. Junge alpidische Hebung hat die Erosion neu belebt und ein ausgesprochenes Mittelgebirge geschaffen. Die Verebnungsfläche liegt heute 500–700 m hoch. Der Plöckenstein – die höchste Erhebung – erreicht 1378 m.

Nach ersten Pionieraufnahmen von J. CŽJŽEK in der Mitte des vorigen Jahrhunderts wurde das Waldviertel um die Jahrhundertwende besonders durch die um F. E. SUESS und F. BECKE geschar-ten Geologen- und Petrographengruppen gründlich erforscht. In den Zwanziger- und Dreißigerjahren folgten zahlreiche grundlegende Arbeiten über den österreichischen Anteil der Böhmischen Masse von H. V. GRABER, A. KÖHLER, L. KÖLBL, A. MARCHET, K. PRECLIK und L. WALDMANN. Letzterer setzte nach dem 2. Weltkrieg seine Aufnahmstätigkeit fort und gab 1951 und 1958 zusammenfassende Überblicke über den Kenntnisstand.

Einen Überblick über den derzeitigen Stand der Erforschung geben G. FUCHS & A. MATURA (1976).

3.1.2. Regionale Übersicht

Die zentralen Teile des Kristallingebietes werden von dem variszisch aufgedrungenen Süd-Böhmischen Pluton gebildet. Östlich, im Waldviertel und in Mähren, sowie nordwestlich, in Süd-Böhmen, schließen NNE-SSW- bzw. NE-SW-streichende ältere Gneisgebiete an das Granitareal an. Gemeinsam werden diese als *Moldanubikum* zusammengefaßt und seit F. E. SUESS dem *Moravikum* im östlichsten Waldviertel gegenübergestellt. Mühlviertel und Sauwald werden aus einer NW-SE-streichenden, variszisch geprägten Mischgneiszone aufgebaut, die in den Bayerischen Wald fortsetzt. Sie grenzt diskordant an die Gneiszone Süd-Böhmens und überprägt diese. Sie wird deshalb als *Bavarikum* vom Moldanubikum abgetrennt (G. FUCHS, 1976).

3.1.3. Das Moldanubische Gneisgebirge

Von GERHARD FUCHS

3.1.3.1. Die Gesteine

Die Beschreibung der Serien erfolgt in großen Zügen vom Liegenden gegen das Hangende.

Die Monotone Serie

Der an den Süd-Böhmischen Pluton unmittelbar östlich anschließende Bereich besteht aus ein-

förmigen Paragneisfolgen, in denen gelegentlich Amphibolite, Kalksilikatgesteine oder Quarzite als seltene und unbedeutende Einschaltungen anzutreffen sind. Die Paragneise sind mittel- bis grobkörnig und unruhig gefältelt, schlierig, linsig oder flaserig struiert. Das Gefüge ist häufig perlgneisartig. Granat und Sillimanit sind in diesen Biotit-Plagioklasgneisen häufig anzutreffen. Kalifeldspat und Muskowit sind in wechselnder Menge vorhanden. Cordierit ist häufiger Gemengteil.

Im Gegensatz zu den meist plattig-bankig absondernden Paragneisen der Bunten Serie verwittern die der Monotonen Serie infolge ihrer größeren Homogenität zu groben, rundlichen Blöcken („Wollsäcke").

Mehrere kleinere Körper von *Granitgneis* stecken im Ostrong in der Monotonen Serie. Das lichte, glimmerarme, häufig sillimanitführende, klein- bis mittelkörnige Gestein ist teils ein homogener Granitgneis, teils liegt es als gefältelter, flaseriger, unruhiger Typ mit straffer Lineation vor. Quarz-Sillimanitlinsen, parallel zueinander angeordnet, durchsetzen das Gestein schräg zur Schieferung. Diese Granitgneise sind ihrer Stellung und ihrem Alter nach ungeklärt.

Die Bunte Serie

Wie der Name sagt, ist diese Gesteinsvergesellschaftung vielfältig zusammengesetzt. Die Hauptmasse bilden *Biotit-Plagioklasgneise,* die häufig Granat, Sillimanit oder Muskowit führen. Der Plagioklas liegt als Oligoklas-Andesin vor. Plattig-bankiger Wechsel von festen, quarz-feldspatreichen und stärker geschieferten, schuppigen, glimmerreichen Lagen sind verbreitet. Auch die Korngrößenverteilung entspricht dem lagigen Charakter.

Quarzitgneise vermitteln zu den *Quarziten,* plattig-bankigen Gesteinen, die besonders in der Nachbarschaft der Marmorzüge anzutreffen sind. Die fein- bis mittelkörnigen Quarzite sind weiß, grau, seltener auch gelblich, bräunlich und rötlich gebändert oder auch schlierig. Gebietsweise sind die Quarzite mit *Arkosegneisen* verbunden, die glimmerarmen Orthogneisen ähnlich sind. Die Arkosegneise führen Plagioklas und Kalifeldspat, letzterer bildet gelegentlich Zentimeter große Augen. In Quarziten und Arkosegneisen findet man außer Quarz und Feldspäten etwas Hellglimmer, Biotit, Sillimanit, Granat, Graphit oder Kalksilikate. Die Quarzite und Arkosegneise sind vor allem in den tieferen Teilen der Bunten Serie verbreitet.

Die *Marmore,* Leitgesteine der Bunten Serie, sind meist mittel- bis grobkörnige, blaugrau-weiß gebänderte Kalkmarmore. Die Verteilung von Graphit, Quarz, Feldspat, Tremolit, Diopsid, Phlogopit und Skapolith bedingt den bänderigen Charakter. Der Hartensteiner Marmor stellt eine graphitfreie, buntgebänderte, in Amphiboliten eingeschaltete Abart dar. Fein- bis grobkörnige *Kalksilikatgesteine* sind häufig durch Übergänge mit Marmor verbunden. Die Kalksilikatgesteine bestehen aus Quarz, Karbonat, Andesin, Diopsid und Granat, gelegentlich auch aus Hornblende, Alkalifeldspat und Skapolith. Bänderiger, gestreifter oder fleckiger Charakter ist typisch. Die sehr harten und zähen Gesteine treten in der Landschaft morphologisch deutlich hervor und verwittern zu grobem Blockwerk.

Graphitschiefer und *Graphitgneise* sind häufig in der Nachbarschaft der Marmore anzutreffen. Bauwürdig sind sie jedoch nur, wo sie primär oder durch tektonische Anschoppung größere Mächtigkeit aufweisen (Mühldorf, Hengstberg usw.).

Amphibolite treten teils als homogene dickbankige, teils als inhomogene gebänderte und schlierig-migmatische Gesteine auf. Neben den Hauptgemengteilen Hornblende und Plagioklas (Oligoklas-Andesin) finden sich örtlich Biotit und Granat. Die Amphibolite häufen sich in den Hangendteilen der Bunten Serie, in den übrigen Bereichen sind sie unregelmäßig verteilt. Die Amphibolite bilden teils klar abgegrenzte Gesteinszüge, teils sind sie mit den Paragneisen durch Wechsellagerung im Meterbereich verbunden.

Marmore, Quarzite, Amphibolite usw. bilden ungefähr 0.5 bis 200 m mächtige Bänder bzw. Gesteinszüge im Paragneis.

Mischgneisbildung ist nur gelegentlich zu beobachten. Schwärme geringmächtiger *Granitoide, Aplite* und *Pegmatite* treten jedoch zonenweise gehäuft im höheren Teil der Bunten Serie auf, besonders im Verband mit Marmor, Kalksilikatfels oder Quarzit. Sie dürften wenigstens zum Teil Ausschmelzungsprodukte sein.

Die Bunte Serie ist somit von einer epikontinentalen, sandigtonig-karbonatischen Sedimentfolge mit Einschaltungen basischer Vulkanite abzuleiten.

Der Dobra-Gneis

Der *Dobra-Gneis* (früher Spitzer Gneis) ist, zwischen der Monotonen und Bunten Serie eingeschaltet, über weite Strecken zu verfolgen. Der deutlich bankige Orthogneis bildet meist mit in regelmäßigen Abständen eingeschalteten, scharf begrenzten Lagen von Amphibolit bis Biotit-Hornblendeschiefer eine Einheit. In der Regel sind die Amphibolitzwischenlagen (Dezimeter bis einige Meter) konkordant, doch wurden örtlich auch quergreifende Kontakte beobachtet.

Biotitschiefer finden sich als seltenere Einschaltungen.

Die Gneise sind homogene, klein- bis grobkörnige, lichte Gesteine granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung. Augengneise mit Zentimeter-großen Kalifeldspat- und Plagioklasaugen sind verbreitet. Biotit ist vorherrschender Glimmer; örtlich ist der Muskowitgehalt aber nicht unbeträchtlich.

Der Kontakt zur Monotonen Serie im Liegenden ist eine tiefgreifende tektonische Linie. Die Bunte Serie scheint den Dobra-Gneis sedimentär zu überlagern. Hierfür sprechen die Quarzite und Arkosegneise im tieferen Teil dieser Serie sowie der meist scharfe Kontakt. CH. EXNER (1953) beschrieb auch unscharfe Grenzen, was von ihm als Stoffaustausch während der gemeinsam erlittenen Metamorphose gedeutet wird.

Der Granodioritgneis von Spitz

Dieser bildet eine bis einige hundert Meter mächtige Einschaltung in der Bunten Serie. Das recht homogene, klein- bis mittelkörnige Gestein besitzt granodioritische bis leukoquarzdioritische Zusammensetzung. Biotit und manchmal auch Hornblende sind dunkle Gemengteile. Auffällig ist die grusige Verwitterung, welche die rundlichen Verwitterungsformen des noch sehr massengesteinsähnlichen Gneises erzeugt. Fleckamphibolite bilden häufige Einschaltungen. Im Raume Spitz – Albrechtsberg fällt die enge Bindung an Quarzite auf.

Der Gföhler Gneis

Dieses für den moldanubischen Gneiskomplex charakteristische Gestein bildet ausgedehnte, einförmige Massen von granitischer Zusammensetzung. Durch sein zeiliges, unruhig gefälteltes, schlieriges Gefüge wirkt das fein- bis mittelkörnige, bereichsweise auch grobflaserige helle Gestein eher migmatitisch. Kalifeldspat mit Mikroperthit überwiegt gegenüber dem Oligoklas, der nicht selten als Antiperthit vorliegt. Biotit bildet feine, verstreute Schüppchen. Geringe Mengen von Granat, Sillimanit, seltener Disthen sind typisch. Muskowit tritt nur in sekundär veränderten Typen auf.

Der Gföhler Gneis von Gföhl zeigt eine charakteristische Ausbildung der Akzessorien (G. NIEDERMAYR, 1967). O. THIELE (1977) wendet diese Kennzeichnung sowie das Spektrum der Akzessorien auf die zahlreichen Gföhler Gneis-Vorkommen des Waldviertels an und trennt echte Gföhler Gneis-Vorkommen des Waldviertels (Gföhl, Waidhofen) von Gföhler Gneis-artigen Typen ab (Gneis von Kollmitz, Horner Gneis, Zweiglimmergranitgneis der Saß).

Die Grenze zum Nebengestein des Gföhler Gneises ist in der Regel scharf, doch wurden auch Wechsellagerungen mit den Paragneisen und Amphiboliten der Nachbarschaft beobachtet (Gföhl, südlich von Horn, Thaya-Gebiet, östlich von Drosendorf). Örtlich kann der Gföhler Gneis große Ähnlichkeit mit Granulit gewinnen (nordwestlich Melk, westlich und nordwestlich des Granulites von St. Leonhard).

Nach unpublizierten Berichten der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, über Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen liegt der Gföhler Gneis mit Granulit, Bittescher Gneis und Eggenburger Granit auf einer Isochrone von 455 ± 25 Mio. J. Neueste Untersuchungen von A. ARNOLD ergaben für Gföhler Gneis ein Bildungsalter von 474 ± 23 Mio. J. (unpubliziert).

Der Granulit

Dieses interessante Gestein baut ausgedehnte Massive, aber auch kleinere Körper auf. Am verbreitetsten sind lichte, auch grauviolett gebänderte, feinkörnige Typen. Sie setzen sich aus Quarz, häufig als Diskenquarz ausgebildet, perthitischem Orthoklas, antiperthitischem Oligoklas-Andesin, almandinreichem Granat sowie geringen Mengen an Biotit, Disthen und Sillimanit zusammen. Rutil und gerundete Zirkone sind typische Akzessorien (G. NIEDERMAYR, 1967). Dunkelgraue, zäh-harte Pyroxen-Granulite und Pyriklasite bilden kleinere Körper in den hellen Granulitmassiven. Sie bestehen aus Andesin-Labrador und wechselnden Anteilen von Ortho- und Klinopyroxen, brauner Hornblende, Granat und Quarz. Größere und kleinere Körper von Pyrop-Olivinfels oder Serpentinit sind örtlich den Granuliten eingeschaltet.

Die Metamorphose erfolgte nach H. G. SCHARBERT & G. KURAT (1974) unter Drücken von etwa 11 kb, Temperaturen von 760° C und relativ geringem pH_2O. Diese Hochdruck-Hochtemperatur-Metamorphose spricht für Entstehung in tiefsten Krustenteilen. Das Alter dieser Metamorphose wird aufgrund von Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen als ordovizisch-silurisch angegeben (A. ARNOLD & H. G. SCHARBERT, 1973). Aber auch für die Ausgangsgesteine wird ordovizisches Alter als wahrscheinlicher angenommen als kambrisches oder präkambrisches.

Die Granulite ergaben somit ähnliche Bildungsalter wie die Gföhler Gneise, mit denen sie meist gemeinsam auftreten. Überdies sind nicht selten Gföhler Gneis-artige Partien im Granulit und granulitische Lagen im Gföhler Gneis zu beobachten, sodaß eine enge genetische Bindung angezeigt ist. Wahrscheinlich entstanden beide Gesteine gleichzeitig in eng benachbarten Räu-

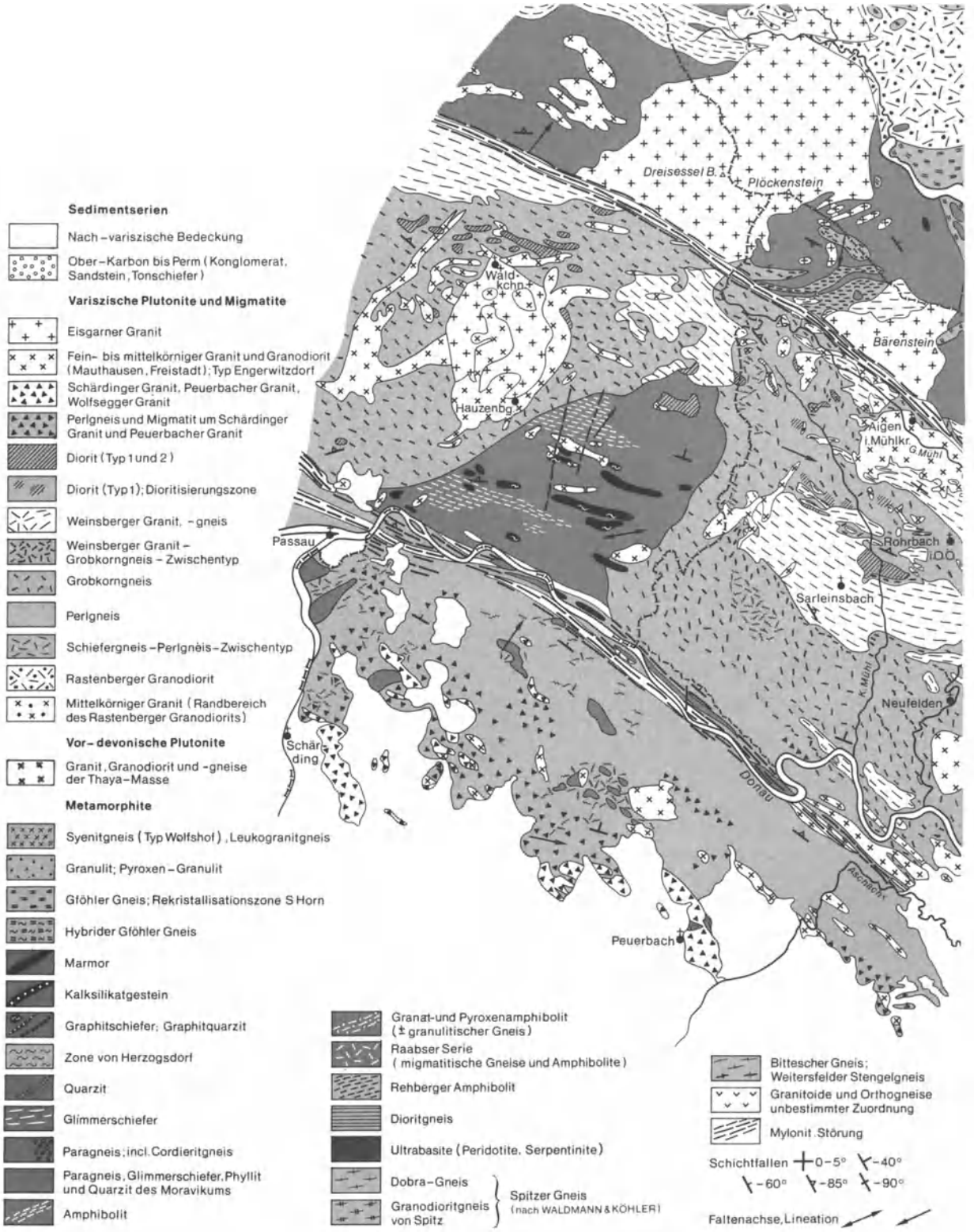
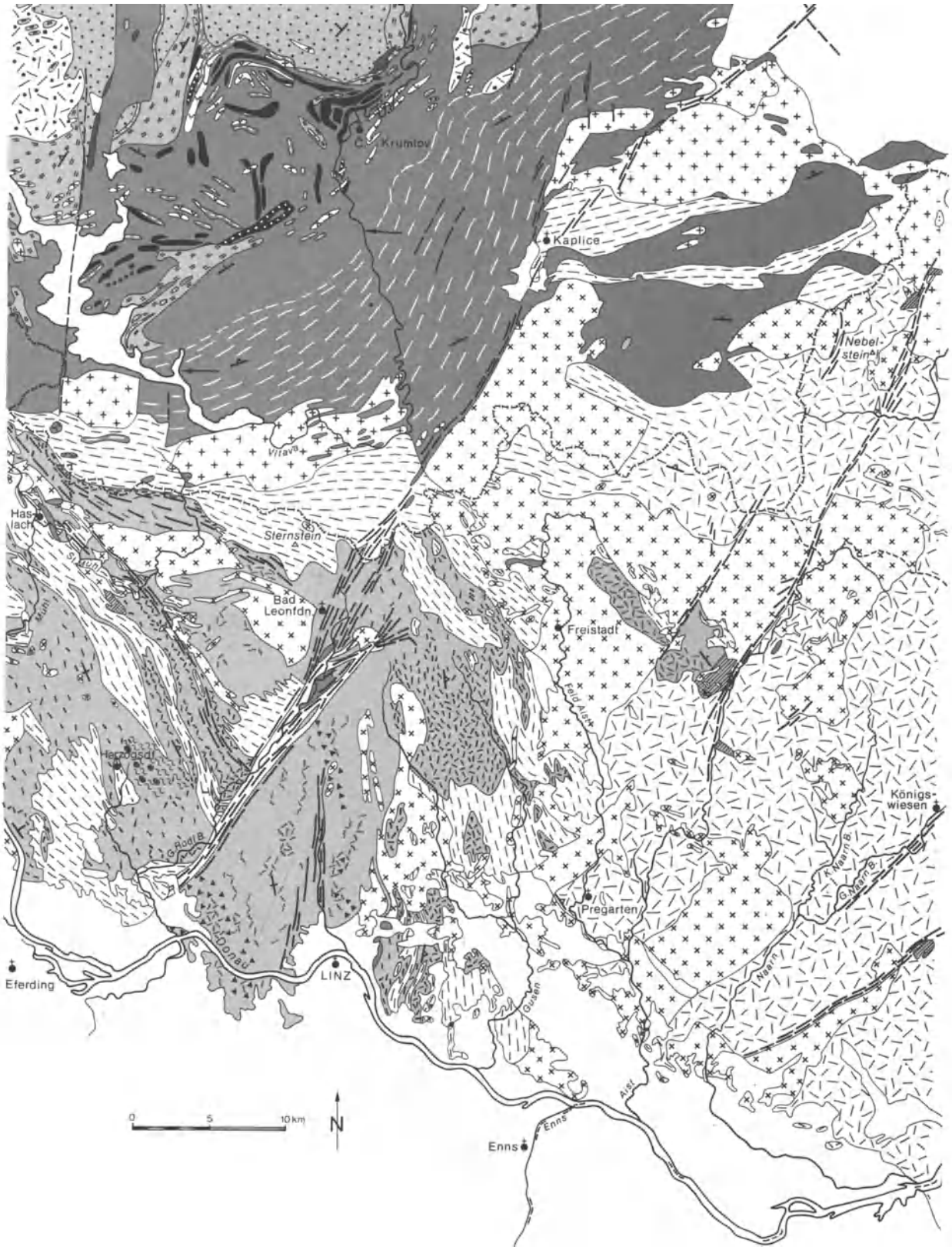


Abb. 20. Geologische Karte des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse, Westteil (Ostteil: S. 131)


Č. Krumlov
Kaplice
Nebel-
stein
Vltava
Sternstein
Bad
Leonfdn
Freistadt
Feld Aist
Königs-
wiesen
K. Naarn B.
G. Naarn B.
Pregarten
Naarn
Gusen
Aist
Enns
Enns
LINZ
Donau
Eferding
Rodl B.
0
5
10 km
N

men, aus ähnlichen Ausgangsgesteinen, aber unter etwas abweichenden Metamorphosebedingungen.

Schmale, Dezimeter- bis Meter-mächtige Granulitlagen an der Grenze von Monotoner und Bunter Serie, an der Basis des Gföhler Gneises oder in den Paragneisen zwischen Gföhler Gneis und dem Granulit von St. Leonhard/Hornerwald sind zwar mengenmäßig unbedeutend, für die Beurteilung der Beziehung der Granulite zum Nebengestein aber sehr wichtig. G. FUCHS sieht in ihnen den Hinweis, daß der die Granulitmassive umgebende Gesteinskomplex Bedingungen nahe der Granulitfazies ausgesetzt war. Geeignetes Ausgangsgestein, besonders niedriger pH_2O oder lokal gesteigerte Durchbewegung führten zur Ausbildung dieser Granulitbänder.

Die Begleitserien von Granulit und Gföhler Gneis

In diesem Kapitel sind vielfältige Gesteine zusammengefaßt, welche die Granulit- und Gföhler Gneis-Körper umgeben oder, wie die Ultrabasite, in diesen vorkommen.

Paragneise sind wesentlich am Aufbau der Folge beteiligt. Sie sind meist stärker migmatitisch als jene der Bunten Serie. Neben Granat und Sillimanit ist Disthen häufiger Übergemengteil. Charakteristisch sind die auffällig glimmerarmen, sillimanit- und granatreichen, auch disthenführenden *granulitischen Gneise.* Diese straff geregelten Gesteine sind in der Nachbarschaft der Granulite zu finden, kommen aber auch unabhängig von diesen vor (südlich von Altenburg). Die *Raabser Serie* (THIELE, 1972), eine lebhafte Wechselfolge von Paragneisen, leukokraten Gneisen, und Amphiboliten, ist im Thaya-Gebiet verbreitet. *Graphitquarzite* sind den Paragneisen ohne Bindung an Marmore häufig eingeschaltet. Die blau-schwärzlichen, harten Gesteine führen nicht selten Sillimanit und Feldspat.

Neben normalen *Amphiboliten* sind *Granat-Pyroxenamphibolite* häufig. Letztere sind durch braune Hornblende, Diallag, Bronzit und reichliche Granatführung charakterisiert. *Migmatische Amphibolite* und *Anorthositamphibolite* treten in der unmittelbaren Nachbarschaft des Gföhler Gneises auf.

Ein Typusgestein der in diesem Kapitel behandelten Gesteinsserie ist der *Rehberger Amphibolit.* Er ist durch plattig-bankigen Wechsel von Amphibolit, auch Gabbroamphibolit und Orthogneis (Aplit-, Augengneis usw.) ausgezeichnet, wobei häufig das Mengenverhältnis stark schwankt. Einige *Marmor*vorkommen sind an diesen Amphibolitkomplex gebunden. Die Ausbildung des Buschandlwand-Amphibolits im Westen des Gföhler Gneises entspricht dem Rehberger Amphibolit.

Ultrabasite, zusammen mit Rehberger Amphibolit, Granulit und Gföhler Gneis auftretend, sind klein- bis mittelkörnige *Olivingesteine,* die häufig Orthopyroxen oder Granat (Pyrop) führen oder *Serpentinite,* gelegentlich mit Pyrop, Hornblende, Talk und Chlorit. *Eklogite,* massige kleinkörnige Granat-Omphazitgesteine, die fallweise auch braune Hornblende, Disthen und etwas Plagioklas enthalten, sind mengenmäßig unbedeutend. *Magnetit – Granat – Pyroxengesteine,* die von L. WALDMANN (1952) sowie H. HOLZER & K. NEUWIRTH (1962) als Skarne beschrieben wurden, bilden östlich von Drosendorf Schollen im hybriden Gföhler Gneis.

Mehr oder weniger verschieferte Intrusivkörper stecken ebenfalls in der beschriebenen Gesteinsvergesellschaftung. Dazu gehören *Dioritgneise,* homogene, kleinkörnige Biotit-Hornblendegneise, die häufig mit massigeren, mittel- bis grobkörnigen *gabbroiden* Gesteinen verbunden sind (Nöhagen, Buchberg/Kamp). Im Kontaktbereich werden die angrenzenden Gesteine massiger, örtlich cordieritführend oder auffallend granatreich. Besondere Bedeutung haben die *Syenitgneise.* Am bekanntesten sind die Vorkommen von Wolfshof, Droß-Lengenfeld und Krems-Stein. Deren Zusammensetzung entspricht einem Alkali-Syenit bis Alkalifeldspat-Quarz-Syenit nach der Terminologie von S. STRECKEISEN (1974). Die homogenen, klein- bis mittelkörnigen Gneise sind meist noch relativ massig. Ihre Schieferung ist auffällig schwächer als die der umgebenden Gesteine, zu denen sie Intrusivkontakte zeigen. Dies und die anderseits konkordante Einregelung in den geologischen Bau sprechen nach G. FUCHS für syntektonische Intrusion.

Auch *Zweiglimmergranitgneise* und *Leukogranitgneise* treten mit den Syenitgneisen auf.

Die Begleitserie von Granulit und Gföhler Gneis unterscheidet sich somit von der Bunten Serie durch das häufige Auftreten von Orthogneisen und Migmatiten sowie von Gesteinen, die höhergradige Metamorphose anzeigen.

Die Glimmerschiefer

Es sind mittel- bis grobschuppige Zweiglimmerschiefer, die auch Oligoklas, Granat, Staurolith, Disthen, Graphit usw. enthalten. Häufig wechsellagern die Glimmerschiefer mit Paragneis oder Leitgesteinen jeweils angrenzender moldanubischer Zonen.

Die Hypothese von F. E. SUESS, wonach die „Glimmerschieferzone" an der Grenze zur Moravischen Zone aus moldanubischen Paragneisen

durch retrograde Dynamometamorphose entlang der Moldanubischen Überschiebung hervorgegangen sei, hat neben Verfechtern (L. KÖLBL, 1922; zuletzt G. FUCHS, 1971) auch Kritiker (F. BECKE et al. 1913; zuletzt A. MATURA, 1976) gefunden. Die Einwände beziehen sich vor allem auf das unterschiedliche NaCa : K-Verhältnis und den ungleichen Tonerdeanteil in Paragneisen und Glimmerschiefern, was eher auf primär-sedimentären Ursachen als auf dynamometamorphen Vorgängen beruhe.

3.1.3.2. Der geologische Bau

In der moldanubischen Gneiszone des Waldviertels herrscht regional NNE-SSW-Streichen, das im Süden an der Donau in die WSW-Richtung einschwenkt.

Die westlichsten, tiefsten Bereiche der behandelten Zone werden von der *Monotonen Serie* gebildet. Über ihr folgen stark gefaltete Dobra-Gneis-Körper, im Süden, wo diese fehlen, direkt die Bunte Serie. Die starke Durchbewegung und die Ausbildung granulitischer Bänder an der Hangendgrenze der Monotonen Serie belegen hier eine bedeutende Bewegungsfläche. Möglicherweise steht auch der von CH. EXNER (1969) entdeckte Eklogit von Gutenbrunn, am Südwestrand des Rastenberger Plutons, mit dieser Bewegungsbahn in Zusammenhang.

Dobra-Gneis und *Bunte Serie* sind primär verbunden und bilden eine tektonische Einheit. Durch die intensive W-vergente Verfaltung mit seinen Hangendgesteinen bildet der Dobra-Gneis mehrere antiklinale Lappen, die in Zonen achsialer Depression abtauchen und verschwinden. Die im Südwesten reduzierte Bunte Serie gewinnt im Raume Weitental-Jauerling sehr an Breite. Dies geht auf Schichtwiederholungen durch die NW-vergente Verfaltung dieses Gebietes zurück.

Die im Raume des Kamptales straff SSW-NNE- bis N-S-streichende Serie schwenkt im Bereiche westlich von Horn fast bis in die E-W-Richtung, biegt dann nach G. FUCHS (1971) scharf gegen NW um und setzt nach Norden fort. Das SE- bis S-Fallen schlägt dabei in SW- bis W-Fallen um. Es zeichnet sich darin eine E-vergente Verfaltung ab. Nördlich von Messern wird die Bunte Serie stark reduziert. Im Raume von Drosendorf baut sie ausgedehnte Flächen auf. L. WALDMANN (1958) sprach wegen der Umrahmung durch stärker metamorphe höhere Einheiten im Westen, Norden und Osten vom Drosendorfer Halbfenster. G. FUCHS fand den Rahmen auch im Süden.

Im Westen, im Raume von Waidhofen/Thaya, überlagert die Dobra-Gneise ein Zug Bunter Serie, der gegen die Waidhofener Gföhler Gneisschüssel abtaucht.

Zum besseren Verständnis ist vorwegzunehmen, daß Gföhler Gneis und Granulit mit ihren Begleitgesteinen eine höhere tektonische Einheit gegenüber der Bunten Serie darstellen.

Der *Gföhler Gneis* bildet einen Körper, der von Pöchlarn bis Horn reicht. Aus einer südfallenden Lamelle bei Pöchlarn entwickelt sich im Bereiche der Wachau ein ausgedehnter Körper, der von seinen Rahmengesteinen im Westen und Osten unterteuft wird. Der Mühldorfer Gneis ist ein an der Diendorfer Störung versetzter Ostteil dieses Zuges. Die Lagerungsverhältnisse ändern sich schlagartig im Raume von St. Leonhard/Hornerwald, wo der Gföhler Gneis nun gegen Norden unter die Gesteine abtaucht, welche von der Wachau bis in die Höhe von Gars sein Liegendes gebildet haben. Der Gföhler Gneis zieht als schmales Band westlich am Granulit von St. Leonhard/Hornerwald vorbei und verbreitert sich dann wieder gegen Horn zu. Stets taucht der Gföhler Gneis mittelsteil gegen die Gesteine ab, die ihn von der Granulitmulde trennen. Südlich von Horn ist die Lagerung saiger und die Hangendgrenze des Gföhler Gneises gefaltet. Südöstlich von Horn schließlich tauchen die Serien, die den Gföhler Gneis im Raume St. Leonhard/Hornerwald überlagert haben, gegen Westen unter ihn ab. Zwischen Rosenburg und Mold tritt ein Vorkommen von Gföhler Gneis in den regional W-fallenden Paragneisen auf. Die Kartierung dieses Bereiches spricht dafür, daß es sich um eine überkippte Aufdomung handelt. In unmittelbarer Nachbarschaft des Moravikums stecken schmale Bänder von Gföhler Gneis oder Granulit verfaltet in den Glimmerschiefern.

Im Norden des Pernegger Rückens setzt der Gföhler Gneis wieder in schmalen Zügen ein, die sich im südwestlichen Mähren zu ausgedehnten Massiven entwickeln. Die Bunte Serie des Drosendorfer Fensters wird allseitig von Gföhler Gneis-Körpern und deren Hüllserien umrahmt. Der die Bunte Serie von Drosendorf im Westen überlagernde Gföhler Gneis (Kollmitzer Gneis, O. THIELE, 1977) taucht infolge von Faltungen noch zweimal unter der flach gelagerten Raabser Serie empor. Diese unterteuft ihrerseits im Süden den Blumauer Granulit und im Westen den Granulitspan von Karlstein. Westlich desselben bildet Gföhler Gneis einen ausgedehnten schüsselförmigen Körper (Waidhofen/Thaya). Gföhler Gneis und Granulit formen somit im Raume Waidhofen – Blumau eine riesige Deckscholle im Hangenden der Bunten Serie.

Die *Granulite,* die, abgesehen von den spärlichen Eklogiten, höchstmetamorphen Gesteine des Waldviertels, haben die höchste Position inne. Die gesamte Schichtfolge im Norden der Granulitmassive von Wieselburg – Dunkelsteiner Wald taucht gegen Süden gegen diese zu ab. Als Abspaltung dieser Körper sind die saiger stehenden, N-S-streichenden Lamellen des Ispertales aufzufassen (H. G. SCHARBERT, 1962). Im Wieselburger Massiv hingegen herrscht NW-Streichen und Fächerbau. An der Diendorfer Störung ist der Granulit des Dunkelsteiner Waldes als ursprünglich östliche Fortsetzung des Wieselburger Massivs gegen Nordosten versetzt worden. Der Bau des Dunkelsteiner Granulits zeigt generelles Süd-Fallen der Schieferungsflächen. Die südfallende, der Bunten Serie lithologisch entsprechende Serie zwischen Melk und Dunkelstein grenzt an einer steilen Fläche gegen den Granulit. Das Problem, ob diese Bunte Serie mit jener von Artstetten im Liegenden des Granulits zu verbinden ist oder das Hangende desselben bildet, ist offen. Gegenüber den Paragneisen und Amphiboliten südlich Krems hat der Granulit jedenfalls Hangendposition.

Der isolierte Granulitspan nordöstlich von Langenlois wird im Nordwesten und Südosten von Störungen begrenzt. Im Süden wird er vom Zöbinger Perm überdeckt.

Der Granulit von St. Leonhard/Hornerwald bildet eine durch ESE-WNW-Verfaltung zweigeteilte Mulde.

Auch der Blumauer Granulit besitzt höchste tektonische Position. An seiner Basis sind häufig flache Mylonitzonen festzustellen (L. WALDMANN, O. THIELE). An der Störung, die den Granulit im Süden begrenzt, ist er tektonisch recht tiefen Elementen benachbart, wie dem Dobra-Gneis. Die Serien, die den Granulit im Norden unterteufen, fehlen hier. Die Tatsache, daß die Granulitlamelle von Karlstein gegen den Gföhler Gneis abtaucht, was eine Ausnahme darstellt, dürfte auch auf Bewegungen an solchen Mylonitzonen zurückzuführen sein. Nach Ansicht von G. FUCHS (1976) ist die Westhälfte der Waidhofener Deckscholle ostvergent über die Osthälfte aufgefahren, sodaß der sonst hangende Granulit hier sekundär in Liegendposition gegenüber dem Waidhofener Gföhler Gneis kam.

Der Stallecker Granulit, das nördlichste Vorkommen auf österreichischem Boden, liegt in der Glimmerschieferzone. Er taucht so wie die ihn begleitenden Gesteinsserien gegen Westen gegen das Drosendorfer Fenster ein, obwohl er eindeutig zur umrahmenden höheren Einheit gehört. Dies wird von G. FUCHS als Folge der entlang der Moldanubischen Überschiebung generell beobachteten E-vergenten Überkippungen angesehen.

Bei der Kartierung der Glimmerschieferzone zeigt sich, daß der moldanubische Bau beim Heranstreichen an die Moravikumsgrenze in einem einige Kilometer breiten Streifen deformiert wird. Im gleichen Bereich ist gegen diese Grenze zu rückschreitende Metamorphose festzustellen. Sie zeigt sich am deutlichsten in den Paragneisen, deren weniger kompakte Lagen zu Glimmerschiefer umgewandelt werden. F. E. SUESS hat dies als erster beobachtet und auf die Dynamometamorphose im Zusammenhang mit der Aufschiebung des Moldanubikums über das Moravikum zurückgeführt. Dieser Vorstellung folgten L. KÖLBL (1922), K. PRECLIK (1930) und zuletzt G. FUCHS (1971). Gegen diese Ansicht wurden von F. BECKE chemisch-mineralogische Bedenken angemeldet. Die angenommene Muskowitbildung aus den Feldspäten der Paragneise sei nicht ohne größere Stoffverschiebungen zu verstehen.

Die Bewegungsbahn der Moldanubischen Überschiebung wurde in einer tektonischen Spätphase selbst noch gefaltet im Zusammenhang mit der Entstehung phyllitartiger Gesteine. So kam es zur Ausbildung einer Reihe von Moravikum-Fenstern in Antiklinalen der Glimmerschieferzone (Langenlois, Zöbing, östlich und südöstlich von Horn, nordwestlich Messern).

Es bleibt zu erwähnen, daß sich in Süd-Böhmen ein dem Waldviertel analoger Gebirgsstreifen in SW-NE-Richtung erstreckt. Wie im Waldviertel zeigt sich vom Liegenden ins Hangende die generelle Abfolge: Monotone Serie (Friedberger Glimmerschieferzone) – Bunte Serie – Gföhler Gneis und Amphibolite – Granulite und Ultrabasite. Bei regionalem NW-Fallen quert man diese Zonenfolge von Osten nach Westen, sie ist also spiegelbildlich zu der des Waldviertels. Auf österreichischem Gebiet sind jedoch nur spärlich Reste dieses Gebirgsstreifens im Mühlviertel anzutreffen und werden in Kapitel 3.1.6. besprochen.

3.1.4. Die Moravische Zone

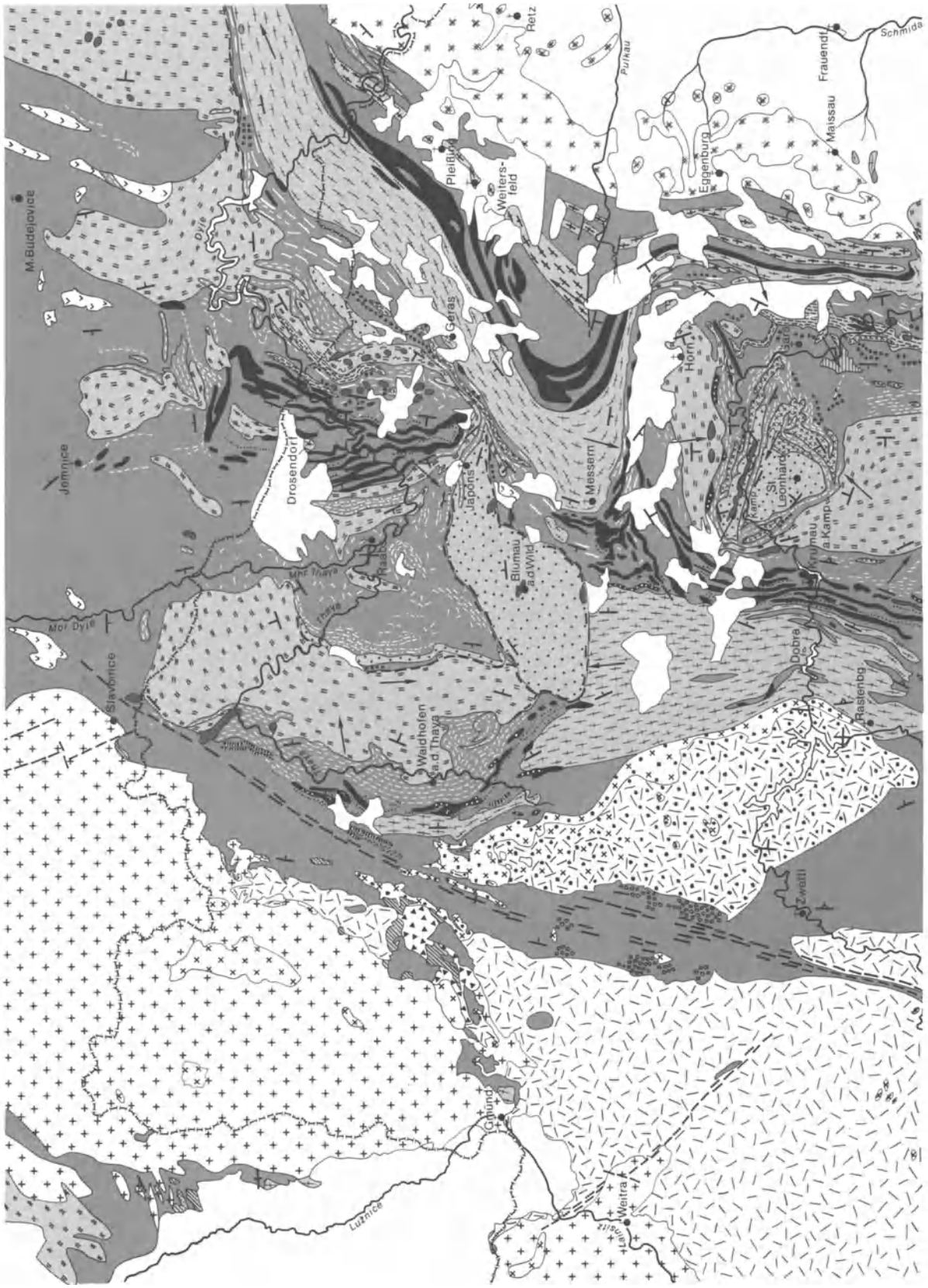
Von ALOIS MATURA

Die Moravische Zone im Sinne von F. E. SUESS (1903) umfaßt einen Kristallinkomplex von Magmatiten und veränderten Sedimentgesteinen in epi- bis mesozonaler Metamorphose. Sie erstreckt sich im Südostteil der Böhmischen Masse vom Manhartsberg nach Nordnordosten bis Svojanov in der ČSSR. Der nördliche Teil dieser Zone wird seit F. E. SUESS (1912) als Schwarzawakuppel, der südliche Teil als Thayakuppel bezeichnet. Die letztere reicht aus Niederösterreich nur mit den nördlichsten Ausläufern in die ČSSR. Westlich grenzt die Moravische Zone im Hangenden des Bittescher Gneises, dem Leitgestein der Moravischen Zone, an das Moldanubikum. Im Osten wird die Moravische Zone in Niederösterreich von den tertiären und quartären Deckschichten der außeralpinen Molassezone bedeckt. Schieferung und Stoffgrenzen fallen im allgemeinen mittelsteil nach Westen unter das Moldanubikum ein. Die Faltenachsen und B-Lineationen sind fast einheitlich NNE-SSW ausgerichtet. Nach F. E. SUESS (1912) unterscheidet sich die Moravische Zone im Aufbau und der Art ihrer Bestandteile grundsätzlich vom Moldanubikum. Die Moravische Zone sei im Zuge der variszischen Orogenese vom Moldanubikum ostvergent überschoben worden (Moldanubische Überschiebung).

Die *Thayamasse* bildet den östlichsten und tiefsten Teil der Thayakuppel. Die Hauptmasse dieses Batholithen besteht aus einem meist flasrigen und etwas porphyrischen, seltener massigen Granit. Der rötliche Maissauer Granit ist eine plagioklasreiche Varietät. Der Batholith führt Schollen älterer Diorite und wird selbst von einer jüngeren Generation von Leukograniten, Apliten und Pegmatiten durchschlagen. Eine gewöhnlich stark reduzierte, oft fehlende Hülle von Paragesteinen zeigt nach K. PRECLIK, L. WALDMANN und G. FRASL durch das Auftreten von Kontaktgesteinen (Kalksilikathornfelsen, feinkörnigen, gebänderten Biotithornfelsen etc.), von Migmatisierung und von Aplitdurchaderung den Einfluß der Intrusion der Thayamasse. Nicht nur die Brünner Masse, die in Aufbau und Gesteinsbestand weitgehend mit der Thayamasse übereinstimmt, wird transgressiv von Devon überlagert, sondern auch die Thayamasse an ihrem Ostrand bei Tasovice (A. DUDEK, 1960). Das vordevonische Alter des Batholithen wird durch radiometrische Altersbestimmungen gestützt. K/Ar-Mineralalter etwa 555 Mio. J. (A. DUDEK & J. ŠMEJKAL, 1968) und Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 455 ± 25 Mio. J. (Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, 1967) stehen zur Verfügung.

Eine Serie wenig veränderter Paragesteine ohne Kontaktmetamorphose und Durchaderung steht bei Olbersdorf (südlich Manhartsberg) in enger Nachbarschaft zur Thayamasse (L. WALDMANN, 1925). Diese *„Serie von Olbersdorf"* (G. FRASL, 1974) umfaßt neben basalen Quarziten mit konglomeratischen Schiefern auch Phyllite, karbonatische Schiefer, Metavulkanite und schwach metamorphe Kalke und ist damit der devonischen Kvetnice Serie und dem Devon des Silesikums ähnlich. Sie ist aber in ihrer Verbreitung auf den Ortsbereich von Olbersdorf beschränkt.

Im Westen der Thayamasse und ihrer Schieferhülle folgt eine mannigfaltige Serie. Sie läßt sich von Osten nach Westen, vom Liegenden ins Hangende, in die *Quarzit-Glimmerschieferserie,* die *Weitersfelder Stengelgneise* und die *Glimmerschiefer-Marmorserie* gliedern (V. HÖCK & W. VETTERS, 1974). Die *Quarzit-Glimmerschieferserie* besteht aus Paragneisen, Biotitglimmerschiefern bis Phylliten und Quarziten von unterschiedlicher Mächtigkeit, die untereinander durch Übergänge verbunden sind. Die tonalitischen bis granodioritischen *Weitersfelder Stengelgneise* sind nicht nur als schmaler, langanhaltender Zug im Hangenden der Quarzit-Glimmerschieferserie, sondern auch innerhalb derselben mehrfach eingeschaltet zu finden. Wegen der großen Ähnlichkeit mit Randgneistypen des Thayabatholithen haben schon L. WALDMANN und K. PRECLIK die Weitersfelder Stengelgneise als tektonisch abgetrennte Teile des Thayabatholithen und den Großteil der Quarzit-Glimmerschieferserie als alte Schieferhülle aufgefaßt. Andererseits bestätigen die Neuaufnahmen von V. HÖCK und W. VETTERS die SUESSsche Beobachtung, wonach Teile des Weitersfelder Stengelgneises den Bittescher Gneisen lithologisch entsprechen. Marmor und Kalkglimmerschiefer bilden im Hangendteil der *Glimmerschiefer-Marmorserie* einen langanhaltenden Zug. Mit den Glimmerschiefern sind sie durch fließende Übergänge verbunden. F. E. SUESS (1912) hat ein devonisches Alter dieser Marmore und ihrer Begleitgesteine erwogen. Auch K. PRECLIK und L. WALDMANN haben den Großteil der Glimmerschiefer-Marmorserie als stärker veränderte, „nachgranitische", ?devonische Sedimentgesteine aufgefaßt.


Retz
Pulkau
Schmida
Frauendf.
Maissau
Eggenburg
Pleißing
Welters-
feld
M.Budejovice
Dyje
Geras
Horn
Jemnice
Drosendorf
Japons
Messern
Blumau
a.d.Wild
Mor. Thaya
Thaya
Mor. Dyje
Slavonice
Waidhofen
a.d.Thaya
Dobra
Rastenbg
Zwettl
Gmünd
Weitra
Lužnice

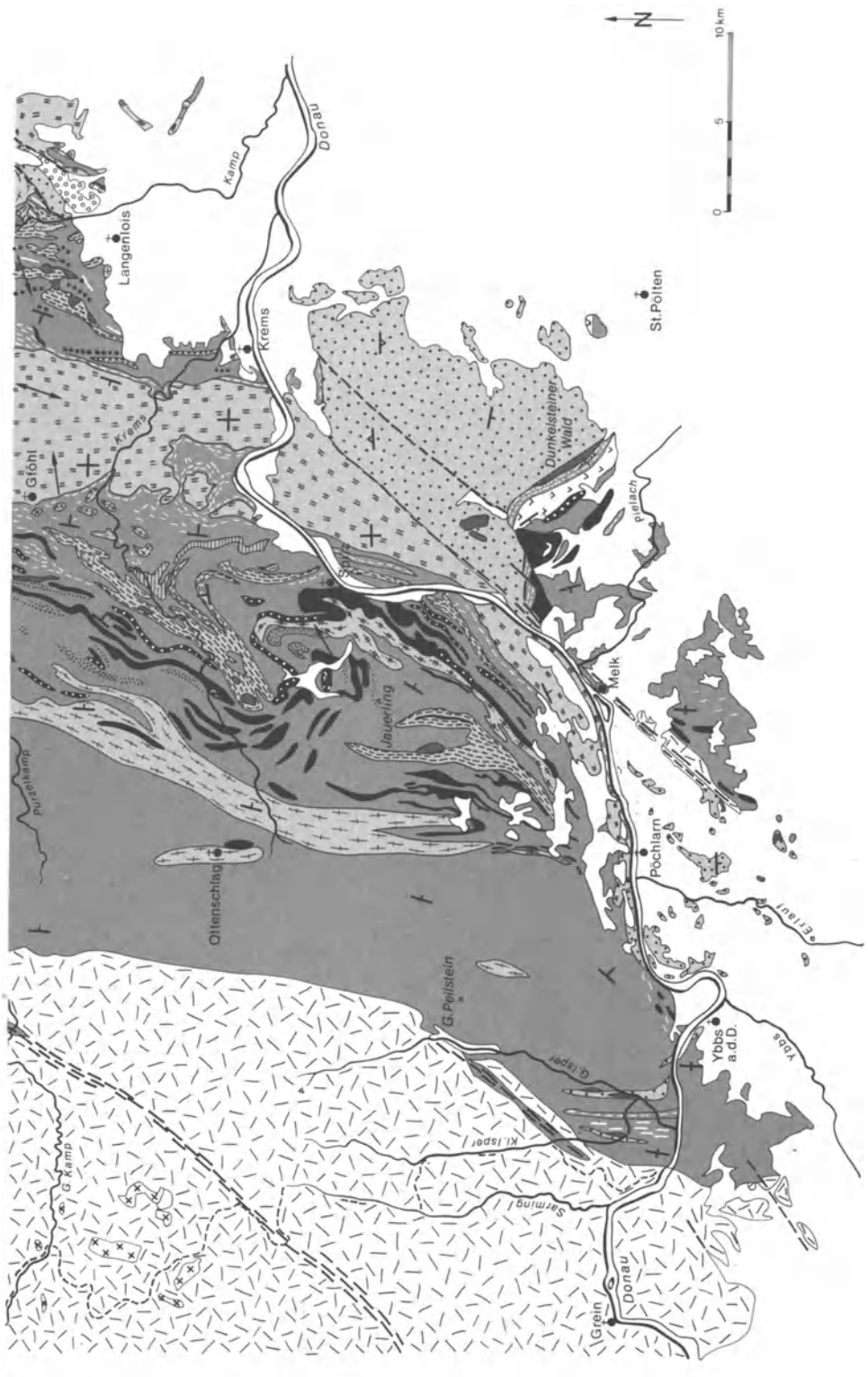


Abb. 21. Geologische Karte des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse, Ostteil (Legende vorne auf dem Westteil der Karte, S. 124)

Schließlich folgt im Westen als Abschluß der moravischen Gesteinsserie der *Bittescher Gneis.* Er besitzt granitische bis granodioritische Zusammensetzung mit ausgeprägtem linearem oder flächigem Parallelgefüge. Kalifeldspataugen und größere Muskowitblätter sind häufig. Der reliktisch erhaltene, primäre Charakter der Augenfeldspäte und die Form der Zirkone sind Hinweise für magmatische Entstehung. Das häufig porphyrische Gefüge, die konkordante Wechsellagerung mit basischen Lagen sowie die große Erstreckung des Bittescher Gneises sprechen für ein vulkanisches Ausgangsmaterial (G. FRASL, 1970). Das radiometrisch bestimmte Alter des Bittescher Gneises ist nach S. SCHARBERT (1977) 796 ± 49 Mio. J. Die *Fugnitzer Kalksilikatschiefer* sind recht beständig an der Basis der Bittescher Gneise zu finden. F. E. SUESS (1912) und zuletzt G. FRASL (1974) haben auf die primären Verbandsverhältnisse zum Bittescher Gneis hingewiesen. Infolge einer Aufwölbung quer zum regionalen NNE-SSW-Streichen (G. FRASL, 1968) reicht der Bittescher Gneis weit nach Westen bis Messern vor. Daraus ergibt sich der charakteristische, gewundene Verlauf des Bittescher Gneiszuges in Niederösterreich *(Messerner Bogen).* Von dieser Besonderheit des geologischen Baues ist auch die Glimmerschiefer-Marmorserie und der hangende Zug der Weitersfelder Stengelgneise betroffen. Die Bittescher Gneise fallen generell nach Westen unter die moldanubischen Serien ein. Im östlichen Randbereich des moldanubischen Areals erreichen die Bittescher Gneise in Krems und Langenlois, bei Zöbing, Horn und Messern durch Auffaltungen die Oberfläche. Am Südende der Thayakuppel schwenken die Bittescher Gneise in West-Ost-Richtung um.

Die markante Steilstufe südwestlich von Maissau liegt in einer Linie mit der *Diendorfer Störung,* an der eine nach-unterpermische Blattverschiebung stattgefunden hat. Die südfallenden Bittescher Gneise östlich von Grübern (F. REINHOLD, 1913) samt den südlich aufliegenden Glimmerschiefern befinden sich östlich dieser Störung und sind vermutlich ursprünglich um etwa 25 km südwestlich beheimatet gewesen. Ähnliches gilt für die südfallenden, phyllitisierten Granatglimmerschiefer mit Resten von Staurolith in Frauendorf/Schmieda, die von F. E. SUESS (1912) dem Moldanubikum zugerechnet wurden.

Die metamorphe Zonierung in der Moravischen Zone verläuft schräg zum regionalen Streichen. Der Metamorphosegrad nimmt von Süden (Olbersdorf) gegen Norden (Walkenstein) kontinuierlich von der Grünschieferfazies bis zur Amphibolitfazies zu (V. HÖCK, 1974). In Übereinstimmung mit den mikroskopischen Beobachtungen ist zu schließen, daß die Regionalmetamorphose den tektonischen Hauptakt überdauert hat.

Die Ähnlichkeit des Bittescher Gneises der Moravischen Zone mit den moldanubischen Dobra-Gneisen sowie die Übereinstimmung des mesozonalen Metamorphosegrades in weiten Teilen der Moravischen Zone mit jenem des angrenzenden moldanubischen Bereiches sind grundsätzliche Einwände gegen das SUESSsche Konzept einer scharfen Trennung von Moldanubikum und Moravischer Zone (G. FRASL, 1970).

Zum Abschluß, in Anlehnung an L. WALDMANN (1951), das Modell der geologischen Entwicklung der Moravischen Zone: In der „altmoravischen Phase" drangen nach Verformungen mit begleitender Metamorphose in ?Amphibolitfazies granitische Gesteine unter kontaktmetamorpher Veränderung ihrer Umgebung ein (vordevonisch). Die „mittelmoravische Phase" wurde durch die Bildung von Falten- und Deckenstrukturen und durch die gleichzeitigen bis nachtektonisch anhaltenden Wirkungen einer regionalen Metamorphose von Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies (?bretonisch) beherrscht. In der „jungmoravischen Phase" ereigneten sich Scherbewegungen mit retrograder Metamorphose in Grünschieferfazies. Abschließend wurde der moravische Bereich noch von Schollenverstellungen und der Bildung des Grabenbruches der Boskowitzer Furche erfaßt.

3.1.5. Das Süd-Böhmische Granitmassiv

Von GERHARD FUCHS

Westlich der Gneisgebiete des Waldviertels erstreckt sich ein ausgedehntes Granitareal von der Donau gegen Nordnordosten bis weit in die ČSSR. Nach H. WIESENEDER et al. (1976) scheint das Granitmassiv zwischen der im Molasseuntergrund gegen Südosten fortsetzenden Sauwald-Zone und dem SSW-streichenden moldanubischen Gneisgebirge sehr an Verbreitung zu verlieren.

Diese variszische Tiefenmasse setzt sich aus

Teilkörpern zusammen, die in mehreren Schüben aufgedrungen sind und sich in ihrer Ausbildung unterscheiden. L. WALDMANN (1950, 1951) hat sich besonders um die Gliederung dieser Gesteine verdient gemacht.

3.1.5.1. Die Gesteine

Der Rastenberger Granodiorit

Dieses basischeste und wohl älteste granitoide Gestein der Süd-Böhmischen Tiefenmasse baut einen dem eigentlichen Pluton vorgelagerten Teilkörper auf. Durch die dicktafeligen, mehrere Zentimeter großen Kalifeldspäte ist das Gestein grobporphyrisch. Die mittel- bis grobkörnige Grundmasse, die gegenüber den Einsprenglingen oft sehr zurücktreten kann, besteht aus Oligoklas-Andesin, Quarz, Biotit, Hornblende und manchmal etwas Pyroxen. Typisch sind die gabbroiden bis dioritischen Schollen von Dezimeter- bis Kilometer-Dimensionen, die über die gesamte Gesteinsmasse verteilt sind. Auch diese Schollen enthalten vereinzelte und meist auch kleinere Mikroklin-Einsprenglinge. Nach CH. EXNER (1969) entspricht die Hauptmasse des Gesteins einem Granodiorit. Das Gestein ist massig oder zeigt durch zonenweisen Wechsel in der Zusammensetzung und durch Orientierung der Minerale und Schollen Parallelgefüge. Dieses ist den Rändern des muldenförmigen Gesteinskörpers angepaßt.

Entlang der Ränder sind häufig lichte, fein- bis mittelkörnige Biotit- und Zweiglimmergranite eingedrungen. Sie durchschlagen den Rastenberger Granodiorit wie sein Nebengestein.

Zu den Kontaktphänomenen zählen außer diesen Gängen des Randgranits Cordieritbildung, lokale Injektionen und Feldspatisationen (CH. EXNER, 1969). Nebengesteinseinschlüsse sind selten.

J. SVOBODA et al. (1966, S. 45) referierten ein K/Ar-Biotitalter von 376 Mio. J.; nach Angaben der Bundesanstalt f. Bodenforschung, Hannover (1967/68) ergaben sich mittelkarbone Abkühlungsalter (K/Ar, Biotit).

Der Weinsberger Granit

Der Weinsberger Granit ist meist noch reicher an grob- bis riesentafeligen Kalifeldspaten als der Rastenberger Granodiorit. G. FRASL (1954) hat deren Zonarbau und die orientierten Einschlüsse von Plagioklas und Biotit studiert. Die Hauptgemengteile des Granits sind nach G. KURAT (1965) Mikroklin (35–37 Vol. %), Oligoklas-Andesin (33–35 Vol. %), Quarz (19–22 Vol. %) und Biotit (9–13 Vol. %). Hervorzuheben ist der hohe K-Gehalt des an sich verhältnismäßig basischen Granits, der sicher nicht dem Normaltyp eines Granits entspricht. Selten ist der Weinsberger Granit völlig richtungslos, da die Großfeldspäte meist durch ihre schlierige Anordnung ein flächiges Parallelgefüge erkennen lassen. Doch ist sein Charakter vorwiegend massig, was bei schlecht ausgebildeter Klüftung Verwitterung in riesiges Blockwerk bewirkt. Die Granitlandschaft ist durch ihren kleinräumig wechselhaften Typus besonders reizvoll.

Die Grenze gegen das Nebengestein ist im allgemeinen klar verfolgbar. Cordieritwachstum und örtliche Perlgneisbildung gehen auf den Kontakteinfluß zurück.

Die Diorite

Diorite treten als kleinere Stöcke im Bereich nordöstlich Gmünd auf. Die klein- bis grobkörnigen, z. T. etwas porphyritischen Gesteine sind gabbroide Diorite bis Quarzdiorite. Die basischen Typen finden sich z. T. als unscharf begrenzte Schollen in den saureren (L. WALDMANN, 1933). Von L. WALDMANN wurden die Diorite als Vorläufer der Granite aufgefaßt. G. FUCHS (in G. FUCHS & O. THIELE, 1968) fand im Mühlviertel, daß die Diorite altersmäßig zwischen Weinsberger Granit und die Feinkorngranite einzureihen sind.

Die Feinkorngranite

Die Gesteine dieser Gruppe unterscheiden sich durch ihr feineres Korn deutlich von den grobkörnigen Weinsberger und Eisgarner Graniten. Den fein- bis mittelkörnigen Granitoiden ist ihr massiger, ungeschieferter Charakter gemeinsam – auch in variszisch geprägten Zonen, wie dem Mühlviertel, wo die Weinsberger Granite straff eingeregelt sind. Dies belegt ihr spät- bis posttektonisches Aufdringen. So durchschlagen die Feinkorngranite die Gneise und Weinsberger Granite mit scharfen, diskordanten Kontakten. Nur selten ist diffuse Mischung zu beobachten. Die Durchschwärmung des Nebengesteins durch unzählige Gänge macht aber trotzdem oft eine klare Grenzziehung schwierig.

Der *Mauthausener Granit* setzt sich aus zonar gebautem Plagioklas (Andesin-Oligoklas), Mikroklin, Quarz und Biotit zusammen. Hornblende oder Muskowit wurden selten beobachtet. Nebengemengteile sind Titanit, Klinozoisit, Orthit, Rutil, Apatit, Hellglimmer, Zirkon und Erz.

Der recht feinkörnige Granit von Schrems gehört auch zu diesem Typ. Bezüglich der Genese des Mauthausener Granits kommt W. RICHTER (1965) zu dem Schluß, daß die Kristallisation aus einer hybriden Schmelze in großer Tiefe vor

sich ging. Die Intrusion erfolgte während der Plagioklaskristallisation in eine bereits relativ kühle Umgebung.

Zweiglimmergranite, wie der Altenberger Granit, sind durch reichlichen Mikroklin, sauren Plagioklas, oft beträchtlichen Muskowitgehalt sowie die Akzessorien Apatit, Zirkon, Monazit und Erz ausgezeichnet. G. FRASL (1959) betont die häufige Regelung des Granits von Altenberg. Pegmatitische Gänge und Schlieren sind häufig.

Der *Freistädter Granodiorit* läßt nach H. KLOB (1971) eine Unterscheidung in einen grobkörnigen Randtyp, mittelkörnigen Kerntyp und feinkörnigen Mauthausener Granit zu. Die randnahen, granodioritischen bis tonalitischen Typen zeigen idiomorphe und stark zonare Plagioklase sowie bis 1 Zentimeter große Biotittafeln.

Zwischen Feinkorngranit und Weinsberger Granit findet sich im östlichen Mühlviertel ein mittelkörniger Granit mit Kalifeldspateinsprenglingen. G. FRASL (1959) sieht in ihm einen altersmäßig zwischen Weinsberger und Mauthausener Granit stehenden Typ. H. KLOB (1970) betrachtet ihn ebenfalls als selbständig, aber als jünger als den Mauthausener Granit, während G. FUCHS (1966) diesen Typ wegen fließenden Übergangs als hybride Randfazies des Feinkorngranits auffaßt.

Der *Wolfsegger Granit* (L. WALDMANN, 1951, S. 45) dürfte mit dem Schärdinger Granit (siehe Kapitel 3.1.6.1.) verwandt sein.

Der Eisgarner Granit

Der jüngste Granit des Süd-Böhmischen Granitmassivs ist ein Zweiglimmergranit, der sich nach S. SCHARBERT (1966) im Typusgebiet aus Oligoklas (durchschn. An 13%, 20–28 Vol. %), Alkalifeldspat (25–38 Vol. %), Quarz (29–35 Vol. %), Biotit (4–7 Vol. %) und Muskowit (6,5–7,5 Vol. %) zusammensetzt. Die Akzessorien Spinell, Rutil, Granat und Andalusit deuten darauf hin, daß der Granit durch Anatexis hochmetamorpher Gesteine entstanden ist. Auf österreichischem Gebiet überwiegt der grobporphyrische Typ mit schlanken, idiomorphen Alkalifeldspäten, während in der ČSSR die fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmer-Adamellite und -Granite verbreiteter sind. Leukogranite, Muskowitgranite, Pegmatite, Aplite und Gangquarz begleiten häufig den Eisgarner Granit. Turmalin, Flußspat, Apatit, Beryll, Zinnstein und Molybdänglanz belegen eine kräftige pneumatolytische Phase (L. WALDMANN, 1951, S. 47).

Die Kontakte sind in der Regel scharf und diskordant, die Eisgarner Granite durchsetzen sämtliche Gesteine ihrer Umgebung. Parallelgefüge, wie es sich in der Anordnung der Einsprenglinge zeigt, ist als Einströmungsgefüge zu deuten. Verschieferung ist nur in der Nachbarschaft der jungen Störungen festzustellen. L. WALDMANN erkannte aus solchen Beobachtungen den Eisgarner als den jüngsten Granit und nahm seine Intrusion im Ober-Karbon an, was durch Altersdatierungen heute belegt ist (unveröffentl. Bericht 1967/68 d. Bundesanstalt f. Bodenf., Hannover).

Die Ganggesteine

Die Feinkorngranite und Eisgarner Granite durchschwärmen häufig ihre Umgebung mit *Granit-* und *Granitporphyrgängen.* Die *Aplite* und *Pegmatite* sind weit schwieriger einem bestimmten Muttergestein zuordenbar. Dies gilt auch für die *Dioritporphyrite* und *Lamprophyre,* die wohl die jüngsten Bildungen des variszischen Magmatismus darstellen. Nach ihrer Zusammensetzung unterscheidet man Minette, Kersantite, Thuresite, Karlsteinite und Raabsite. Porphyrische Hornblende gab Anlaß zur Bezeichnung Nadelporphyrite. Einen ausführlicheren Überblick über diese Vorkommen gibt L. WALDMANN (1951).

Bezüglich ihrer Verbreitung zeigen die Dioritporphyrite oft keine räumliche Beziehung zum Granitpluton, denn die Vorkommen von Melk, dem Kleinen Kremstal, Gföhl, mittlerem Kamptal, dem Thaya-Gebiet und vom Moravikum sind von diesem weit entfernt.

3.1.5.2. Der geologische Bau

Die Längsachse der Tiefengesteinsmasse folgt der NNE-SSW-Richtung und damit dem regionalen Streichen der Gneise. Im einzelnen ist der Pluton aber unregelmäßig gelappt und umschließt Züge von Nebengestein. Örtlich feststellbares Parallelgefüge in den Magmatiten scheint eher von der äußeren Form des Intrusivkörpers abhängig zu sein als von der regionalen Schieferung. In Bezug auf die angrenzenden Gneise verhält sich der variszische Tiefengesteinskörper entschieden post-tektonisch. Er wird in der Nachbarschaft der jungen Störungen aber verschiefert und mylonitisiert.

Die Verteilung der verschiedenen, das Granitmassiv aufbauenden Tiefengesteine läßt eine gewisse Zonierung erkennen.

Der *Rastenberger Granodiorit* bildet eine selbständige, oberflächlich nicht mit der Hauptmasse des Tiefenkörpers verbundene Intrusion im moldanubischen Gneisgebirge. In der ČSSR haben die Plutone von Třebic und südöstlich von Jihlava vergleichbare Position. Der Rastenberger Stock hat im Kartenbild die Form einer bauchigen Linse und zeigt nach CH. EXNER (1969) muldenförmigen Bau.

Der *Weinsberger Granit* baut die südöstlichen Teile der eigentlichen Tiefenmasse auf. Gegen den Westrand derselben, im östlichen Mühlviertel, wird er zunehmend von *Feinkorngranit* durchsetzt. Dieser bildet größere und kleinere unregelmäßig geformte Körper. Deren Längsachsen bevorzugen aber die NW-SE-bzw. NE-SW-Richtung. Größte Ausdehnung besitzt der Intrusivkörper von Freistadt, der weit nach Osten reicht und über einige kleinere Durchschläge zu den Vorkommen von Schrems vermittelt.

Der *Eisgarner Granit* baut die nördlichen und nordwestlichen Teile des Süd-Böhmischen Plutons auf. Eine Reihe von Eisgarner Granitstökken vermittelt von hier zu den Vorkommen des Böhmer Waldes (siehe Kapitel 3.1.6.).

Es zeigt sich somit im großen von Osten gegen Westen bzw. von Südosten gegen Nordwesten eine Abfolge von den basischen zu den sauren Granitoiden. Diese Reihe entspricht aber auch der Altersabfolge. Die Diorite bevorzugen mit ihren flächenmäßig unbedeutenden Durchschlägen den Grenzbereich von Weinsberger- und Feinkorngranit, was ihrer Altersstellung entspricht (G. FUCHS in G. FUCHS & O. THIELE, 1968).

3.1.6. Das Bavarikum

Von GERHARD FUCHS

Das Süd-Böhmische Granitmassiv verliert gegen Westen zunehmend an Geschlossenheit und löst sich in kleinere und größere Durchschläge auf. Diese treten in einem NW-SE ausgerichteten Gneisgebirge auf (siehe G. FRASL et al., 1965; G. FUCHS & O. THIELE, 1968). Die älteren variszischen Intrusiva sind in diesen Bau straff eingeregelt (Weinsberger Granite, Diorite Typ 1), während die jüngeren (Diorite Typ 2, Feinkorngranite, Eisgarner Granite) diskordant sind. Der moldanubische Bau Süd-Böhmens wird aus der NE-SW-Richtung in das variszische NW-SE-Streichen umgeschert und durch Migmatisation aufgelöst. Für dieses variszisch geprägte Kristallin, das aus dem Mühlviertel und Sauwald in den Bayerischen Wald fortsetzt, verwenden wir den Begriff Bavarikum und betrachten es als selbständige Einheit (G. FUCHS, 1976).

3.1.6.1. Die Gesteine

Einige der am Aufbau des Bavarikums beteiligten Gesteine wurden schon in vorherigen Kapiteln behandelt, sodaß in diesen Fällen nur auf spezielle Ausbildungen einzugehen ist.

Vor-variszisches Kristallin

In der Böhmer Wald Zone ist das ältere Kristallin noch relativ ausgedehnt, während in den südlicheren Zonen nur mehr spärliche Reste erhalten sind. Fein- bis mittelkörnige *Biotit-Plagioklasgneise* und schuppige *Zweiglimmergneise,* zeilig struiert, führen Sillimanit, Cordierit und etwas Granat. *Quarzit*lagen und Schollen von *Augitgneis* sind gelegentlich eingeschaltet. Die Schiefergneisreste im Sauwald sind reich an Granat, Sillimanit und Cordierit; unbedeutende Vorkommen von hornblende- und pyroxenreichen *Basiten* sowie kontaktmetamorphem *Marmor* wurden in ihnen beobachtet (O. THIELE in G. FUCHS & O. THIELE, 1968).

Lichte, glimmerarme, sillimanit- und granatführende *Misch-* bis *Orthogneise* bilden im Böhmer Wald örtliche Einschaltungen in den Paragneisen. Die straff linearen, oft gefältelten Gesteine sind Ausläufer der Gföhler Gneise Süd-Böhmens.

Sicher ist auch die *Zone von Herzogsdorf* als Altbestand aufzufassen. In einer Perlgneisgrundmasse finden sich hier Einschaltungen von kalifeldspatreichen Pegmatoiden mit scholligen Pyroxen-Hornblende- und Hornblende-Titanitaggregaten, Flinzgraphit und sehr untergeordnet Granatamphibolit und Kalksilikatfels. Wie im Bayerischen Wald (Kropfmühl) scheint es sich um Reste von Bunter Serie zu handeln.

Die Bändergneise mit Amphibolitlagen und Einschaltungen von Orthogneis, Serpentinit und Marmor, welche entlang der Donau-Störung zu finden sind, werden von O. THIELE als jüngere, variszisch erstmalig metamorph gewordene Serie aufgefaßt (in G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 11–13).

Der Weinsberger Granit und seine Mischgesteine

Die *Weinsberger Granite* zeigen hier ausgeprägtes Parallelgefüge und sind auch in ihrer äußeren Form in das regionale NW-SE-Streichen eingeregelt. Wir begegnen zwei Ausbildungen:

In der Mühl-Zone entsprechen die Weinsberger Granite – von der Schieferung abgesehen – denen des Süd-Böhmischen Granitmassivs; in der Böhmer Wald Zone hingegen sind die Alkalifeldspäte von schlanker, schmaltafeliger Form

und vereinzelter eingestreut. Dioritische Schollen mit sporadischen Plagioklas- und Mikroklineinsprenglingen sind in diesem Typ verhältnismäßig häufig. Diese Ausbildung scheint in einem höheren Intrusionsniveau entstanden zu sein als die restlichen Weinsberger Granite, für die G. FRASL (1954) und G. KURAT (1965) ein recht tiefes Intrusionsniveau annehmen.

Charakteristisch sind die unscharfe Begrenzung der Weinsberger Granite und ihr fließender Übergang in die Perlgneise, den schon H. V. GRABER beobachtet hat. Allmählich werden an den Graniträndern die Alkalifeldspateinsprenglinge etwas kleiner und die kristalloblastische Grundmasse aus Oligoklas-Andesin, Mikroklin, Quarz, Biotit, Hellglimmer und örtlich auch Hornblende tritt stärker in Erscheinung. Diese in der Mühl-Zone weit verbreiteten Gesteine wurden als *Grobkorngneise* beschrieben (G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 24). Verschwinden die Alkalifeldspateinsprenglinge ganz und wird die Grundmasse mittelkörnig, spricht man von *Perlgneisen.* Sie bestehen aus einem kristalloblastischen Gemenge von basischem Oligoklas, Quarz, ± Mikroklin und Biotit. Meist sind die Perlgneise homogen; schlierig-nebulitische Typen leiten zu den vor-variszischen Schiefergneisen über. In solchen Übergangsbereichen ist zu beobachten, wie sich das Lagengefüge der Paragneise auflöst und schließlich nur mehr resistentere Schollen von Schiefergneis oder Kalksilikatfels im nebulitischen Perlgneis schwimmen. Es ist bemerkenswert, daß Sillimanit, Granat und Cordierit im Migmatitbereich des Weinsberger Granits verschwinden.

Der Schärdinger Granit und sein Migmatithof

Die Hauptgemengteile des *Schärdinger Granits* sind Mikroklin, Quarz, Oligoklas-Andesin und Biotit sowie geringe Mengen von Cordierit und Muskowit (G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 32–34). Sillimanit und Herzynit, die gelegentlich vorkommen, stammen aus den Paragneisen. Das Gefüge des fein- bis mittelkörnigen Granits ist perlgneisartig.

Der *Peuerbacher Granit* ist eine etwas grobkörnigere Abart mit meist deutlichem Parallelgefüge. Cordierit und Muskowit fehlen ihm.

Die Schärdinger Granitgruppe zeigt unscharfe Begrenzung gegen die umgebenden homogenen, *granodioritischen Perlgneise* oder die nebulitischen, *cordieritführenden Migmatite* (Wernstein nördlich Schärding). Diese Mischgesteine gehen ihrerseits fließend in die *Perlgneise* des Sauwaldes über. Diese führen häufig Cordierit, gelegentlich Sillimanit, Herzynit und Granat und leiten zu den älteren Schiefergneisen über. Es wird angenommen, daß die Granite anatektisch oder palingen gebildet sind und nahe ihrem Entstehungsbereich erstarrt sind (O. THIELE in G. FUCHS & O. THIELE, 1968).

Die Diorite

Diorite Typ 1: Die häufig im Randbereich des Weinsberger Granits, aber auch unabhängig auftretenden Gesteine bilden teils geschlossene Körper, teils sind sie als dioritische Gneise innig mit den Grobkorngneisen lagig gemengt. Erstere sind meist massig, gabbroid und setzen sich aus Andesin, Biotit, Pyroxen und zurücktretender grüner Hornblende zusammen. Die dioritischen Gneise sind sehr varietätenreich: gabbroide Partien mit grobkörnigem Biotit-Pyroxen-Hornblendegemenge und Plagioklas (70–80% An) bis zu feinkörnigen Biotit-Hornblendegneisen mit zonaren (60% An im Kern, bis 27% An in der Hülle) Plagioklasleisten. Die kräftige Durchbewegung führte oft zur Zerreißung der Diorite und ihrer Verfaltung mit Grobkorngneis und Weinsberger Granit. Korrodierte Korngruppen aus diesen Gesteinen im Diorit belegen dessen jüngeres Alter.

Diorite Typ 2: Diese jüngeren Diorite sind deutlich saurer als die Diorite Typ 1. Sie sind massig, meist feinkörnig, seltener mittelkörnig und bestehen aus Oligoklas, Quarz, Biotit und gelegentlich Hornblende sowie größeren zonaren Plagioklasleisten (55% An im Kern, bis 24% An in der Hülle). Man findet alle Zwischentypen von diesen Dioriten zu den Feinkorngraniten, mit denen sie auch räumlich eng verknüpft sind. Granit und Diorit bilden meist einen Intrusionskörper. Der Diorit erweist sich stets als älter, da er sich meist schollig im Granit auflöst, seltener diffus mischt. Gegen den Weinsberger Granit und die Gneise sind die Kontakte des Diorits Typ 2 scharf und diskordant.

Dioritisierungszonen: Zwischen Haslach und dem Tal der Gr. Rodl begegnet man einer eigenartigen Gesteinsvergesellschaftung. Mittel- bis grobkörnige Biotit-Hornblendediorite sind durch Übergänge mit den benachbarten Grobkorngneisen verbunden. Diese zeigen undeutlich verschwommene Großfeldspäte und die Grundmasse wird partienweise dioritisch. Auch die Weinsberger Granite dieser Zone sind meist ähnlich verändert. Ihre Großfeldspäte verlieren ihre scharfen Begrenzungen und sind defomiert. In dieser innig gemengten Gruppe von Gesteinen sind Zentimeter- bis Meterlagen von Leukogranit und Pegmatoiden recht häufig. Sie enthalten reichlich Zentimeter-große Titanit-, Biotit-, Pyrit- und Hämatitkristalle. G. FUCHS deutet diese Vergesellschaftung als Produkt einer spät-

variszischen Aufwärmung. Nach der Ausschmelzung und teilweisen Abwanderung der Granitoide und Pegmatoide wurde der Grobkorngneis – Weinsberger Granitkomplex basischer, und es bildeten sich dioritische Gesteinspartien.

Die Feinkorngranite

In Kapitel 3.1.5.1. wurden bereits die Haupttypen dieser Gruppe beschrieben. Ergänzend seien die Titanitfleckengranite erwähnt. In ihnen treten um größere Titanitkristalle Höfe auf, die frei von femischen Mineralen sind. Diese Hofbildung um Titanit ist auch in Dioriten Typ 2 häufig zu beobachten.

Hervorzuheben ist, daß die Feinkorngranite so wie die Diorite Typ 2 das variszisch geprägte Parallelgefüge der Gneise und Weinsberger Granite diskordant durchsetzen und in der Regel frei von Schieferung sind.

Der Eisgarner Granit

Dieser bereits beschriebene Granit bildet im Böhmer Wald die Massive des Plöckenstein und Bärenstein. Letzterer Intrusionskörper besteht aus dem grobporphyrischen Normaltyp und einem fein- bis mittelkörnigen Nachschub, dem Sulzberg-Granit. Die massigen Gesteine sind nur an der Pfahl-Störung geschiefert.

Die Ganggesteine

Granitporphyre bis *Quarzdioritporphyrite* sind vor allem im Sauwald und der Linzer Gegend, weiters um den Plöckinger Granit und Freistädter Granodiorit verbreitet. *Lamprophyrgänge* sind vorwiegend nördlich der Donau, im südlichen Mühlviertel und nordöstlich Leonfelden anzutreffen. Die Gänge durchsetzen sämtliche Gesteine des Mühlviertels und sind wohl die jüngsten Bildungen des variszischen Magmatismus.

3.1.6.2. Der geologische Bau

Das Bavarikum ist von Nordosten gegen Südwesten in drei Zonen gliederbar: Die Böhmer Wald-, Mühl- und Sauwald-Zone.

In der *Böhmer Wald-Zone* wird der ältere moldanubische Gneiskomplex aus der NE-SW-Richtung dem herzynischen Streichen des variszisch geprägten Bavarikums angeglichen. Die alten NE-SW-Achsen werden um junge E-W-Achsen in steile Lagen rotiert, die s-Flächen werden in die E-W-Richtung umgeschleift. Obwohl um die ebenfalls E-W-streichenden Weinsberger Granite die Perl- und Grobkorngneisbildung sehr kräftig ist, baut der Altbestand noch ausgedehnte Flächen auf. Der Eisgarner Granit bildet zwei größere Stöcke, während der Feinkorngranit nicht angetroffen wurde. Die NE-fallende Mylonitzone des *Pfahles* begrenzt die Böhmer Wald-Zone gegen Südwesten. Nordwestlich von Haslach teilt sich die Störung in einen älteren, durch tektonische Mischserien charakterisierten ESE-Ast und eine jüngere Mylonitzone, die in SE-Richtung die Mühl-Zone durchsetzt.

Die *Mühl-Zone* ist durch straffes NW-SE-Streichen der Perl- und Grobkorngneise, Weinsberger Granite sowie der Diorite Typ 1 ausgezeichnet. Relikte des prä-variszischen Gneisgebirges sind sehr selten. Die Feinkorngranite und Diorite Typ 2 treten in der Zone Aigen – Leonfelden gehäuft auf. Diese Zone folgt dem regionalen Streichen, die einzelnen Intrusivkörper aber sind deutlich diskordant. Im Südwesten begrenzt die *Donau-Störung* die Mühl-Zone. O. Thiele hat auf die an dieser Störung alpinotyp verfalteten Bändergneise hingewiesen und faßt sie als algonkische oder paläozoische Serie auf, die an einer variszisch angelegten Strukturlinie von Nordosten her überfahren wurde.

Die *Sauwald-Zone* ist durch die Schärdinger Granit-Gruppe und die mit ihr verbundenen Mischgesteine und Perlgneise charakterisiert. Verglichen mit der Mühl-Zone ist diese anatektische Gesteinsgesellschaft weit schwächer geschiefert. Feinkorngranite bilden einige diskordante, scharf begrenzte Durchschläge. Durch die linkssinnige Versetzung an der Rodl-Störung reicht das Sauwald-Kristallin im Raume von Linz bis weit nördlich der Donau. In diesem Gebiet herrscht NNW-SSE- bis N-S-Streichen.

Zusammenfassend sei betont, daß in den Faltenbildern wie an den großen Störungszonen (Pfahl- und Donau-Störung) der Bewegungssinn im Bavarikum generell gegen Südwesten gerichtet ist.

3.1.7. Das Perm von Zöbing

Von Alois Matura

Das Vorkommen nordöstlich von Zöbing stellt den eingesenkten, generell gegen Süden bis Südosten abwärts gekippten Rest einer unterpermischen Sedimentdecke dar. Seine SW-NE-gerich-

tete Längserstreckung zwischen Zöbing und Diendorf beträgt fast sechs, die breiteste Querausdehnung am Südostende etwa zwei Kilometer. Die Folge liegt im Nordwesten dem Granulit von Zöbing-Diendorf mit sedimentärem, leicht tektonisch überformtem Kontakt und steil bis mittelsteil südfallender Schichtung auf. Die Diendorfer Störung bildet die Südostgrenze. Die stratigraphisch hangendsten Schichten stehen dort saiger bis leicht überkippt.

W. VASICEK (1977) entwarf folgende Gliederung: Graue Tonschiefer und Sandsteine mit kleinen Kohleflözen sowie Linsen und Knollen dunkler Kalke bilden die Basis (Graufazies, 200 m). Darüber folgen gebankte Sandsteine, Arkosen, Konglomerate und Fanglomerate (grobklastische Fazies, 1100 m). Den Abschluß bilden graue und rote Tonschiefer mit Kalklinsen und geringmächtigen, arkosigen Einschaltungen (Rotfazies, 300 m).

Schon von C. v. ETTINGSHAUSEN (1852) wurden in den basalen Tonschiefern zahlreiche Pflanzenreste beschrieben und von D. STUR (1870) als eine unterpermische Flora mit *Hymenophyllites semialatus* GEINITZ, *Walchia piniformis* (SCHLOTHEIM) FLORIN und *Walchia filiciformis* (SCHLOTHEIM) STERNBERG bestimmt. Diese unterpermische Einstufung wurde in den letzten Jahren durch die Bestimmung neuer Fossilfunde untermauert. W. BERGER (1951) fand die Samen *Samaropsis sp., Rhabdocarpus sp.* und cf. *Cordaicarpus cordai* GEINITZ. F. BACHMAYER & W. VASICEK (1967) beschrieben einen Insektenrest: *Sysciophlebia sp.* W. VASICEK (1974 und 1977) fand u. a. *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART, *Callipteris naumanni* (GUTBIER) STERZEL, *Callipteris nicklesi* ZEILLER, *Linopteris germari* (GEIBEL) H. POTONIÉ, *Neuropteris cordata* BRONGNIART, *Odontopteris* cf. *lingulata* GÖPPERT, *Calamites cisti* BRONGNIART, *Annularia mucronata* SCHENK, *Annularia stellata* SCHLOTHEIM, *Calamostachys tuberculata* STERNBERG, *Annularia spicata* GUTBIER und *Asterophyllites dumasi* ZEILLER. Der Fund von *Odontopteris subcrenulata* ROST (1939) var. *subcrenulata* DOUBINGER & REMY (1958) aus dem tiefsten Florenhorizont nahe der Basis des Permprofils von Zöbing läßt oberstes Karbon vermuten (W. VASICEK, 1977). Nichtmarine Muscheln, *Carbonicola carbonaria* (GOLDFUSS), *Anthraconaia thuringensis* (GEINITZ) und *Anthracosia cf. bohemica* FRITSCH, beschrieb E. FLÜGEL (1960) aus grauen Tonschiefern nahe der Basis der Abfolge.

Auf die grobklastische Fazies beziehen sich die Hinweise von L. WALDMANN (1922) über die vorwiegend schlechte Sortierung und den unterschiedlichen Abrollungsgrad der Geröllkomponenten, unter welchen Granulit vorherrscht, neben Quarz, Amphibolit, Granitgneis, Schiefergneis und rotem Hornstein. Gföhler Gneis fehlt(!). W. VASICEK (1977) meldet auch Quarzporphyrgerölle. Die Beobachtungen lassen nach L. WALDMANN (1922) auf eine Festlandbildung schließen. Nach langen, niederschlagsarmen Perioden wurde der Verwitterungsschutt durch heftige Niederschläge wenig weit und schlecht sortiert umgelagert.

Die Faziesfolge des Zöbinger Profiles sowie das Auftreten der *Callipteris*-Arten stimmt gut mit entsprechenden Vorkommen in der Boskowitzer und Blanitzer Furche überein sowie mit Rotliegend-Profilen in Thüringen, im Saar-Nahe-Gebiet und in den Südalpen (W. VASICEK, 1977).

Literatur: BACHMAYER, F. & VASICEK, W. 1967; BERGER, W. 1951; ETTINGSHAUSEN, C. v. 1852; FLÜGEL, E. 1960; SCHERMANN, O. 1971; STUR, D. 1870; VASICEK, W. 1974, 1975, 1977; WALDMANN, L. 1922.

3.1.8. Störungssysteme der Böhmischen Masse

Der Kristallinsockel der Böhmischen Masse wurde nach seiner Konsolidierung in zahlreiche Schollen zerlegt. Die Störungen folgen der NW-SE-bzw. NE-SW-Richtung.

Die *Pfahl-* und *Donau-Störungen* streichen NW-SE und liegen somit im Generalstreichen des Bavarikums. Sie folgen wahrscheinlich bereits variszisch angelegten Lineamenten, die in folgenden Zeiten wiederbelebt wurden. Der Bewegungssinn der Pfahl-Störung war rechtssinnig. Die *Rodl-Störung* schneidet mit NE-SW-Streichen als linkssinnige Blattverschiebung die genannten Störungen. Alpidisches Wiederaufleben der weit in die ČSSR reichenden Störung ist dadurch belegt, daß die Kreideablagerungen des Budweiser Beckens noch betroffen werden (Geolog. Karte 1:200.000 der ČSSR).

Weitere NE-SW-streichende linkssinnige Blattverschiebungen versetzen die Gesteine des Süd-Böhmischen Granitplutons. Die bekannteste von ihnen ist die *Vitiser Störung*. Quer zu diesen, also NW-SE, verläuft die von B. SCHWAIGHOFER festgestellte Störung östlich Weitra.

Die *Diendorfer Störung* durchschneidet mit NE-SW-Streichen die Südostecke der Böhmischen Masse. Örtlich begleiten sie Parallelstö-

rungen. L. WALDMANN (1949) und H. G. SCHARBERT (1962) erkannten die linkssinnige Blattverschiebung, O. SCHERMANN (1965) gibt einen Verschiebungsbetrag von 25 km an und A. MATURA (1976) nimmt, da das Perm von Zöbing verformt wird, ein nach-unterpermisches Bildungsalter an.

Entlang der verschiedenen Störungslinien kam es zur Verschieferung und Zerscherung der angrenzenden Gesteine. Die Tektonisierung führte häufig bis zur vollständigen Mylonitisierung, zur Ausbildung von Hartschiefern und lokaler Verquarzung.

3.1.9. Zur Deutung des geologischen Baues

In den vorigen Kapiteln haben wir uns auf die Beschreibung des Gesteinsbestandes und der Lagerungsverhältnisse beschränkt. Nun sollen die verschiedenen Deutungen der geologischen Entwicklung skizziert werden.

Zu Beginn dieses Jahrhunderts entwarf F. E. SUESS das erste großzügige Konzept des Raumes Waldviertel–Mähren. Die Grundidee dieses 1912 ausführlich begründeten Konzeptes besteht in der Betonung lithologischer und tektonischer Unterschiede zwischen Moldanubikum und Moravischer Zone, sowie in der Annahme, daß das Moldanubikum während der variszischen Orogenese ostvergent die Moravische Zone überschoben hätte und dabei an der Überschiebungsbahn die moldanubische Glimmerschieferzone entstanden sei. Von der Kraft der SUESSschen Ideen zeugt, daß heute wie damals Gegner und Verfechter seiner Vorstellungen einander gegenüberstehen. In letzter Zeit hat sich eine Reihe österreichischer Geologen zu dem Problemkreis geäußert.

G. FRASL (1970) verweist auf die Gleichartigkeit des Dobra-Gneises mit dem moravischen Bittescher Gneis sowie auf den gleichen Metamorphosegrad beidseits der Moldanubischen Überschiebung und stellt damit das SUESSsche Konzept in Frage.

Nach G. FUCHS (1971, 1976) ist das assyntische Kristallin des Moldanubikums in *kaledonischer* Zeit zonenweise reaktiviert worden. Die Granulite entstanden in Bereichen hohen Drukkes und hoher Temperatur – ihnen zunächst die Gföhler Gneise. Weitere Einengung führte dazu, daß diese Gesteine zusammen mit ihren Begleitserien sich deckenförmig als Gföhler Einheit über die etwas schwächer metamorphe Drosendorfer Einheit bewegten. Im Waldviertel war die Vergenz gegen Westen, in Süd-Böhmen gegen Osten gerichtet. Der Ostteil der von Pöchlarn bis weit nach Mähren zu verfolgenden Gföhler Gneis reichen Zone stellt deren Wurzelzone dar. Die Waidhofener Deckscholle belegt eine Mindestschubweite von 30 km gegen Westen. Auch die Bunte Serie ist damals über die Monotone Serie bewegt worden. Die Überschiebungen erfolgten in beträchtlicher Tiefe unter Bedingungen der Amphibolit-Fazies.

Im Barrandium wirkte sich diese Orogenese nur in Fazieswechsel und Unruhe in der Sedimentation aus, im Moravikum transgredierte das Devon über das Kristallin, welches nach Datierungsbericht 1967/68 der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, vermutlich ordovizisches Alter hat.

In *variszischer* Zeit verhielt sich das Moldanubikum als starres Zwischengebirge, das von mobilen Zonen (Moravikum, Bavarikum) umrahmt und randlich unterschoben wurde. Diese Zonen schneiden diskordant den Innenbau des Zwischengebirges und deformieren ihn in randnahen Teilen (Abb. 22). Das moldanubische Kristallin wurde dabei retrograd metamorph (Glimmerschiefer-Zone) oder migmatisch reaktiviert (Bavarikum). Die randlichen Unterschiebungen führten einerseits zur Anatexis der unterschobenen Einheiten und damit zur Bildung der variszischen Magmatite. Anderseits hatte die Krustenverdoppelung isostatische Ausgleichsbewegungen zur Folge, welche den Tiefbau des Moldanubikums emporbrachten. Deshalb sind die Granulite nur in dessen randnahen Teilen aufgeschlossen. Auch wurden sie erst jetzt der Erosion zugänglich und finden sich als Gerölle in höher-kulmischen Konglomeraten.

A. MATURA (1976) befaßte sich mit dem Kristallin des Waldviertels und Südwestmährens. Seine Ansichten über den Bau (Abb. 23) und die geologische Entwicklung dieses Raumes gründen sich auf die engen räumlichen und petrologischen Beziehungen von Granulit und Gföhler Gneis und ihre hohe tektonische Position, auf die Analogien von Bittescher Gneis und Dobra-Gneis, auf die ordovizisch-silurischen Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter für Gföhler Gneis und Granulit, auf die Ähnlichkeit des Gesteinsbestandes der Bunten Serie mit der silurischen Entwicklung in der Prager Mulde, auf die lückenlose, vom Unterdevon bis ins Unterkarbon reichende Sedimentation im unmittelbar benachbarten mährischen Becken und auf die zeitliche Übereinstimmung von grobklastischen Schüttun-

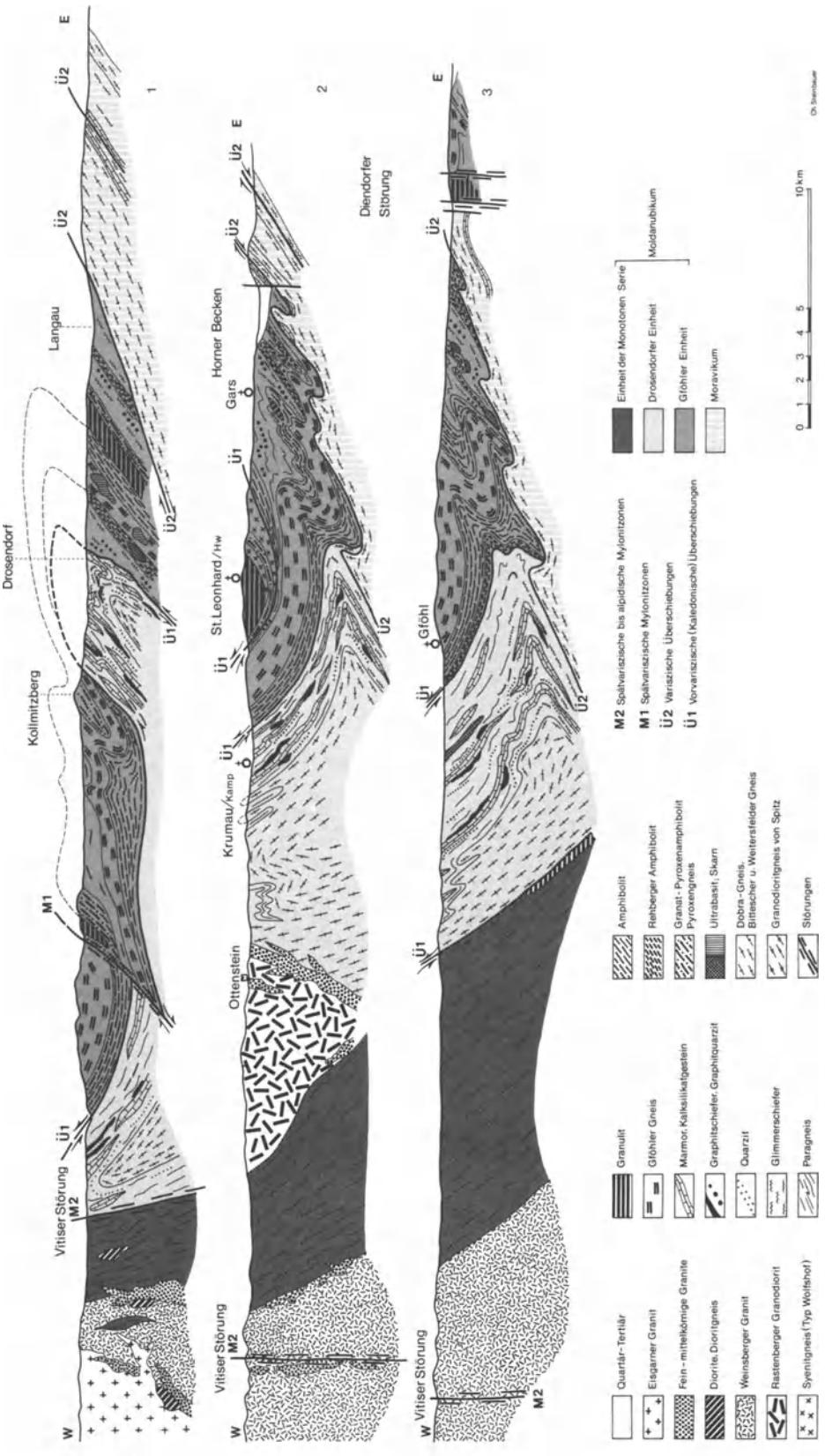


Abb. 22. Profile durch das Moldanubikum des Waldviertels, G. FUCHS (1977). Der westvergente kaledonische Deckenbau (Ü 1) des Moldanubikums wird durch die ostvergenten variszischen Überschiebungsbewegungen an Ü 2 randlich deformiert. Auf die faltende Verformung folgen Aufschuppungen (M 1)

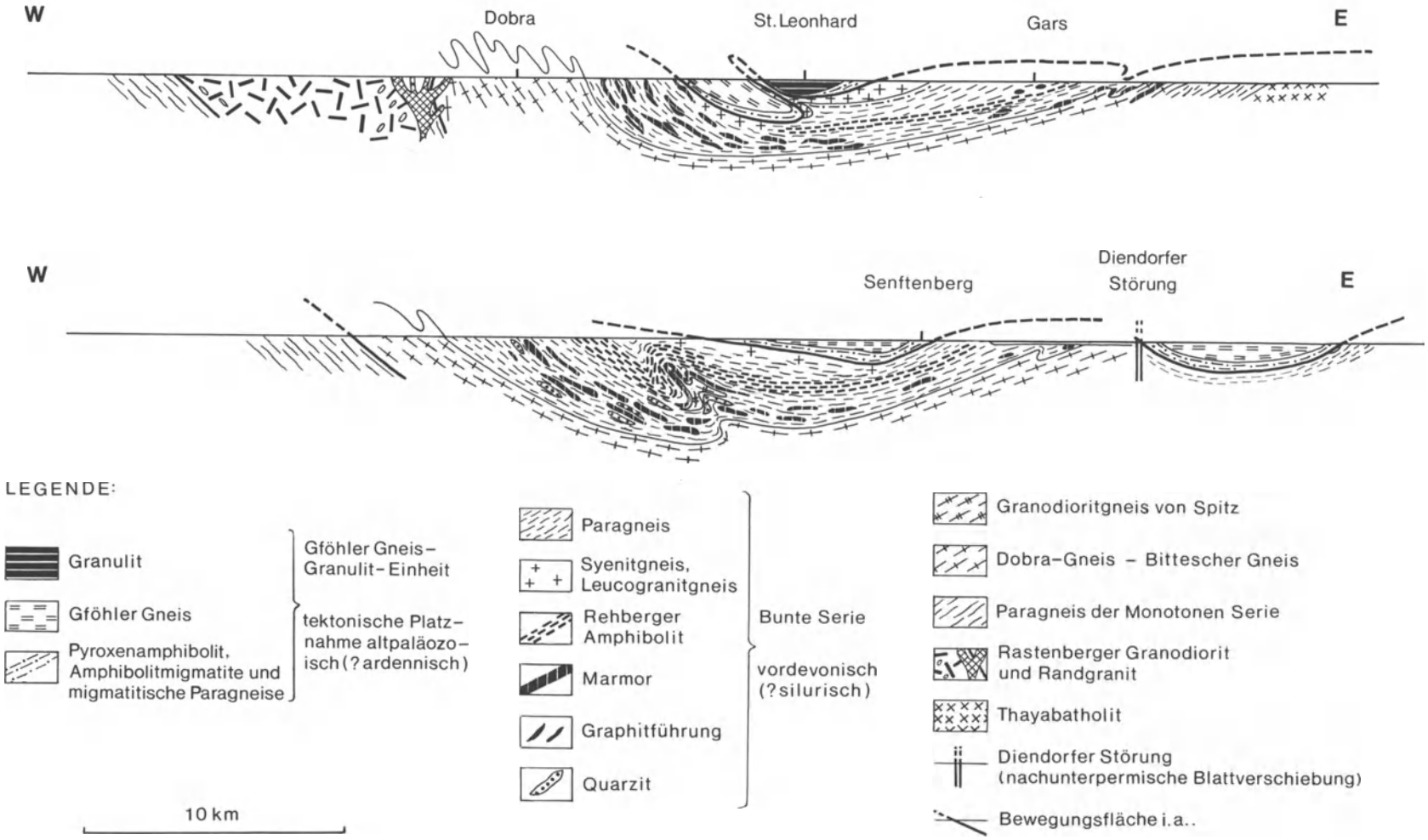


Abb. 23. Schematische Profile durch das mittlere Waldviertel, A. MATURA (1977)

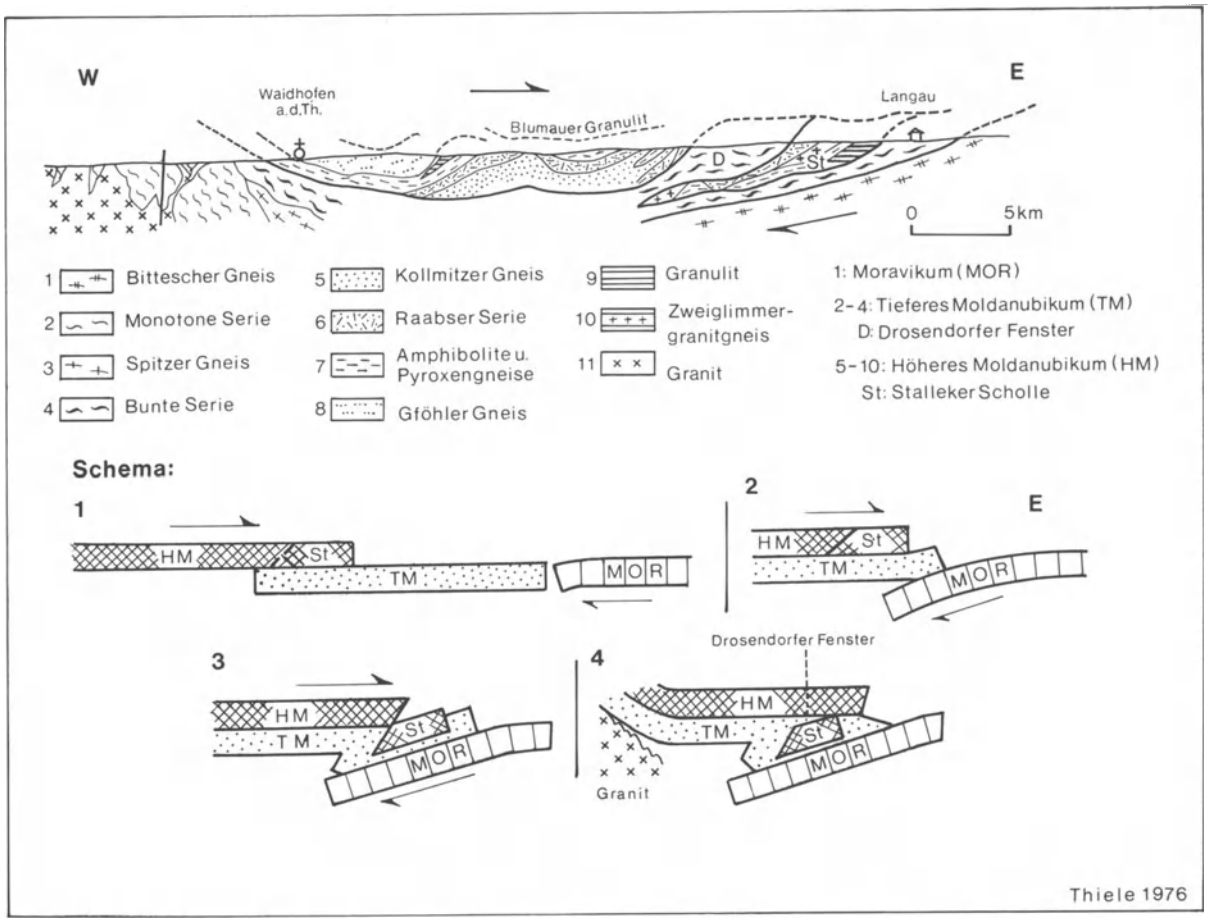


Abb. 24. Profil durch das nördliche Waldviertel und Entwicklungsschema des Drosendorfer Scherenfensters, O. THIELE (1976)

gen in das mährische Becken im Obervisé mit Abkühlungsaltern moldanubischer Plutonite. Demnach wurde die Bunte Serie im Silur auf Bittescher bzw. Dobra-Gneis abgelagert. Nach einer ersten Faltung am Ende des Silur erfolgte die Überschiebung der Gföhler Gneis-Granulit-einheit. Dieser Bau wurde in einer letzten Phase dieser Gebirgsbildung gefaltet und von einer regionalen Metamorphose überdauert. Gföhler Gneis und Granulit werden als Relikte einer früh- bis vorsilurischen Metamorphose aufgefaßt. Im benachbarten mährischen Becken entwickelte sich während des Devon eine Geosynklinale. Im Unterkarbon, vielleicht auch schon im späten Devon intrudierte der Weinsberger Granit, begleitet von mäßiger regionaler Aufheizung und Bruchtektonik. Mit der Hebung des moldanubischen Blocks im Obervisé gehen Abkühlung und Abtragung einher. Stefan-unterpermische Grabenbruchtektonik und nachfolgende Blattverschiebungen bilden den Abschluß der wichtigsten geologischen Ereignisse.

O. THIELE (1976) folgt im Moravikum dem SUESSschen Konzept eines variszischen Deckenbaues und anerkennt die Moldanubisch/Moravische Überschiebung. Das Moldanubikum gliedert er in Anlehnung an G. FUCHS (1971) in zwei Deckensysteme, das Tiefere und das Höhere Moldanubikum. Letzteres umfaßt Granulit und Gföhler Gneis samt Begleitserien.

Im nördlichen Waldviertel kann O. THIELE das Höhere Moldanubikum in drei Teildecken untergliedern: Die Raabser Einheit (mit Gföhler Gneis-ähnlichen Gneisen, Mischserien, Pyroxengneisen und Amphiboliten), die Sieghartser Einheit (im wesentlichen Gföhler-Gneis) und die Blumauer Einheit (im wesentlichen Granulit und granulitische Gneise) (Abb. 24). In Ablehnung einer Gföhler Gneiswurzel im Osten sieht er auch den internen Deckenbau des Moldanubikums der E-vergenten variszischen Tektonik des Moravo-Silesikums zugeordnet.

Die Herkunft des Höheren Moldanubikums wird im Westen gesucht, etwa im Bereich des

Granitareals der Böhmisch/Mährischen Höhe und des westlichen Waldviertels, neuerdings (1976) auch jenseits der Bunten Serie von Č. Krumlov. Eine Erklärungsmöglichkeit für den auffallenden Gegensatz zwischen der dem Waldviertel vergleichbaren Gneiszone Süd-Böhmens und der herzynisch streichenden Mühl- und Sauwald-Zone sieht er darin, daß erstere frühvariszisch („reußisch", „bretonisch"), letztere spät-variszisch geprägt wurde.

Besonderen Wert mißt O. THIELE der Erscheinung bei, daß die aus dem Bayerischen Wald heranstreichende SSW-vergent verformte Mühl- und Sauwald-Zone im Raum von Linz in die SE-, SSE- und schließlich N-S Richtung umschwenken, sich damit zum Gegenflügel des ostvergenten Moravisch-Silesischen Stammes entwickeln, und mit diesem zusammen gegen Süden in den Untergrund der Alpen hineinstreichen.

Die anregende Vielfalt an Deutungen der geologischen Entwicklung hat mehrere Ursachen. Erstens haben wir es mit dem Rumpf eines Gebirges zu tun, von dem wichtige Teile unter jüngeren Ablagerungen begraben und damit der unmittelbaren Beobachtung nicht zugänglich sind. Zweitens bestehen, obwohl die geologische Kartierung in den letzten Jahren stark vorangetrieben wurde, noch mangelhaft bekannte Gebiete. Drittens fehlt, trotz wertvoller Einzeluntersuchungen, eine einheitliche petrologische Bearbeitung, untermauert mit einer größeren Anzahl radiometrischer Altersbestimmungen. Die Erforschung des überaus interessanten und problemreichen Gebietes ist somit noch voll im Fluß.

Literatur: ARNOLD A. & SCHARBERT H. G. 1973; BECKE F. 1882; BECKE F. et al. 1913; Bundesanstalt für Bodenforschung 1967; DA COSTA L. A. M. 1966; DAURER A. 1976; DAVIS G. L. & SCHREYER W. 1962; DUDEK A. 1960, 1962, 1963; DUDEK A., MATEJOVSKÀ O. & SUK M. 1974; DUDEK A. & ŠMEJKAL J. 1968; DUDEK A. & SUK M. 1965; DVORAK J. 1973; ERICH A. 1967–1969; EXNER CH. 1953, 1969; FISCHER G. 1959; FISCHER G. & TROLL G. 1973; FRASL G. 1954, 1957–1960, 1968, 1970, 1974; FRASL G. et al. 1965; FUCHS G. 1960–1977, 1962a, 1971b, 1976a; FUCHS G. & MATURA A. 1976; FUCHS G. & THIELE O. 1968; GEBAUER D. & GRÜNENFELDER M. 1972; Geologische Bundesanstalt 1967, 1977; GRABER H. V. 1936; GRAUERT B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA G. 1971, 1973; GRILL R. & WALDMANN L. 1950; HÖCK V. 1969, 1970, 1974b; HÖCK V. & VETTERS W. 1973–1975; HOLZER H. 1964; HOLZER H. & NEUWIRTH K. 1962; HORNINGER G. 1936; JÄGER E. et al. 1965; JARÒS J. & MÌSAR Z. 1974; JENCEK V. & DUDEK A. 1971; KAPPEL F. 1967; KHAFFAGY M. 1971; KLOB H. 1970, 1971; KOBER L. 1938; KÖHLER A. 1926, 1941; KÖLBL L. 1922, 1925; KOPECNY V. 1971; KOSSMAT F. 1927; KUPKA J. E. 1970, 1974–1977; KÜPPER H. et al. 1971; KURAT G. 1965; KURAT G. & SCHARBERT H. G. 1972; MARCHET A. 1919, 1924, 1941; MATEJOVSKÀ O. 1967; MATURA A. 1967–1976, MATURA A. et al. 1977; MEISER P. & TEUSCHER E. O. 1965; NEMEC D. 1975; NIEDERMAYR G. 1967; PRECLIK K. 1924, 1926a, 1926b, 1927; RICHTER W. 1965; RIEDEL J. 1930; SCHADLER J. 1936–1939, 1952; SCHARBERT H. G. 1962, 1963–1964, 1966, 1967, 1971, 1973; SCHARBERT H. G. & KURAT G. 1974; SCHARBERT S. 1966, 1970–1971; SCHERMANN O. 1966, 1967; SCHREYER W. 1957; SCHUMANN H. 1930; SCHWAIGHOFER B. 1967, 1969–1973; STETTNER G. 1972, 1974; STILLE H. 1951; STRECKEISEN A. 1974; SUESS F. E, 1903, 1908, 1912, 1925; SUK M. 1974; SVOBODA J. et al. 1966; THIELE O. 1960–1963, 1966–1977, 1970a, b, 1976a, b, 1977a, b; TROLL G. 1967; VETTERS W. 1976; VOHRYZKA K. & E. 1960–1962; WALDMANN L. 1922, 1925, 1927, 1928, 1948–1970, 1950, 1951, 1952, 1958; WIESENEDER H. et al. 1976; ZOUBEK V. et al. 1960.

3.2. Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmischen Masse

Von Werner Fuchs

Mit den Abbildungen 25 bis 35

In der Gegenwart begleiten die jüngeren nördlichen Ablagerungsräume der Molasse in auffallender Weise den alpinen Orogenstrang. Ganz bewußt aber wird hier der sonst allgemein übliche Begriff „Molassezone" vermieden. Denn aus solch von vorneherein impliziert peripherer Position der Betrachtung und versuchten Deutung der Ereigniskette im Jungalpidikum ist es bislang zu folgenschweren Mißverständnissen und Verkennungen wichtiger Tatsachen gekommen. Stets war deshalb diese „Molassezone" aus der Sicht ihrer heutigen randlichen Lage zum Orogen als exogeosynklinale = fernab aller Dislokationsphasen des Jungalpidikums gelegene, sich allmählich in epirogenetischen Wellen weiter nordwärts gegen das Vorland ausdehnende Saumtiefe interpretiert worden, die bloß der Aufnahme der gewaltigen Schuttmengen aus dem reifenden und von Süden herandrängenden Deckengebäude diente. Ihr erheblicher Einbezug in jene eindrucksvollen dislozierenden Bewegungen und ihr wahrer Anteil am Aufbau der sich infolge fortschreitender Subduktionen deckenartig stapelnden Kruste im Orogen sind bis jetzt nicht erkannt worden. Eine jüngst durchgeführte Analyse der Tektogenese der Molasse in überregionaler Darlegung hat diese Fehlerquellen besonders offenbar werden lassen. Durch den veränderten Standort zur Problemlösung (früher von weit draußen gegen das Orogen – jetzt inmitten des Orogens) kann nun der Ablauf der geodynamischen Evolution während des Jungalpidikums unter Verwendung fast aller vormals oft scheinbar einander widersprechender oder ausschließender Beobachtungen des Großraumes naturnäher reproduziert werden. Das somit erzielte Geschichtsbild der Molassezeit insgesamt gewinnt hiedurch an Lebendigkeit, Verständlichkeit und Wahrscheinlichkeit. Die nachstehenden Kapitel folgen dem neuen Gedankengang.

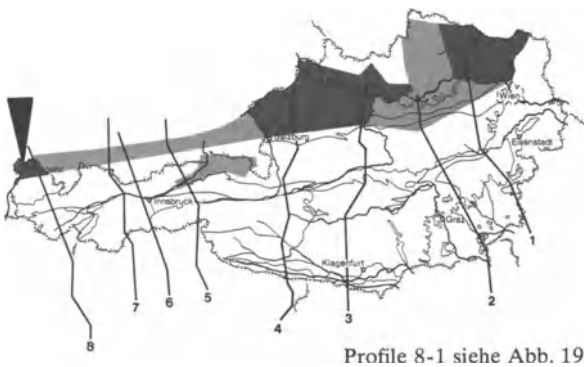
Es war vorgeschlagen worden, von den Anfängen der Molasse, welche im Alpenbereich vornehmlich auf dem Boden des Helvetikums statthatten, als in bezug auf das Orogen von *Innerer Molasse* (IM) zu reden. Sie wird im Westen (etwa von der bayerischen Traun westwärts) durch eine im Verlaufe der Helvetischen Dislokationsphase, also tektonisch und nicht epirogenetisch verursachte Trogverlegung zweigeteilt: in eine *Ältere Innere Molasse* (ÄIM), das Obereozän bis tiefere Lattorf umfassend, und in eine *Jüngere Innere Molasse* (JIM), vom höheren Lattorf bis ins tiefere Obereger (= Aquitan) reichend. Der Savische Phasenzyklus beendete die Existenz der Inneren Molasse insgesamt (1. Molassezyklus im Sinne des Verfassers: Obereozän bis tieferes Untereger) und die „helvetische" Subduktion im Westen, während im Westkarpatenabschnitt damit nun erst die „penninische" Subduktion anhob. Geodynamische Vorgänge ließen jetzt die Molasse ihren Sedimentationsraum weiter und großzügiger in Richtung auf das Vorland ausdehnen (2. Molassezyklus im Sinne des Verfassers: ab höherem Untereger). Dabei repräsentieren jene im Bereiche der ostösterreichisch-mährischen „Subalpinen" Molasse hochgeschürften und wurzellosen Molasseanteile sowie die unter den alpinen Randdecken in autochthoner Position teils auf Nordhelvetikum, teils auf Vorlandsedimenten bzw. Kristallin liegenden Molassepartien die *Zentrale Molasse* (ZM), wovon die ersteren als *Innere Zentrale Molasse* (IZM) und die letzteren als *Äußere Zentrale Molasse* (ÄZM) wieder im Hinblick auf das Orogen bezeichnet werden sollen. Schuppen von Innerer Zentraler Molasse werden natürlich auch unterhalb des Nordrandes der Jüngeren Inneren Molasse erwartet und sind teilweise schon durch Bohrungen belegt (z. B. Savigny 1 in der Schweiz). Die heute vor den Alpen und Karpaten hingebreitete tertiäre Saumtiefe schlechthin stellt meist nur den kleineren Rest des vormaligen Molassebeckens s. l. dar und möge *Äußere Molasse* (ÄM) genannt werden. Auch sie ist unterteilbar: Einerseits in die dem Alpenrand nahe, ziemlich schmale *Gestörte Äußere Molasse* (GÄM), deren Schichtglieder gefaltet oder bloß aufgerichtet sein können im Westen (bis ungefähr zur Bohrung Perwang 1) unter dem Einfluß viel jüngerer postsarmatischer Einengungsprozesse (vielleicht als Ausdruck neuerlich einsetzender Subduktion noch ungeklärter Position,

möglicherweise bereits im südlichen Vorland), und im Osten durch schrittweise geodynamische Anpassungsvorgänge an das tektonische Geschehen in den Westkarpaten während des Eggenburgs bis Badens; andererseits in die großflächige *Ungestörte Äußere Molasse* (UÄM), die keinerlei unmittelbare tektonische Beanspruchung durch das Orogen erfahren hat. Mit allem Nachdruck soll darauf verwiesen werden, daß eine Verbindung der Gestörten Äußeren Molasse mit der Subalpinen Molasse veralteter Anschauung (Jüngere Innere Molasse im Westen, Innere Zentrale Molasse im Osten) nicht mehr vertretbar ist.

Weiters mag noch erläutert werden, daß im Rahmen dieses Beitrages unter Ostösterreich der Raum östlich von Salzach und Inn aus geologischen Rücksichten verstanden wird. Die westösterreichische Molasse ist jene von Vorarlberg und des unteren Inntales in Tirol. Für diesen Abschnitt wird auch ganz bewußt die dort noch immer übliche alte Zeitnomenklatur gebraucht. Doch soll Abbildung 28 in mehrfacher Hinsicht den geistigen Übergang vom Westen nach dem Osten erleichtern.

Literatur: FUCHS W. 1976b.

3.2.1. Die Molasse Vorarlbergs



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Allgemeines

Die eigenartige historisch erwachsene Konfiguration der österreichischen Staatsgrenzen umfaßt im nördlichen Vorarlberg einmalig für das übrige Bundesgebiet einen Ausschnitt der westlichen Molasse, die sich durch ihre wechselnd marin-terrestrischen Faziesverhältnisse und tektonischen Gegebenheiten in vielem von der Situation der Molasse Ostösterreichs unterscheidet. Auch ihr morphologisches Erscheinungsbild ist ein anderes. Auf Vorarlberger Boden hat die Molasse den Charakter eines in Sedimentzusammensetzung, geologischem Bau und späterer quartärer Oberflächengestaltung begründeten formenreichen Mittelgebirges, das mit dem Hochgrat (1834 m) im Allgäu oder dem Speer (1950 m) in der Ostschweiz bis an die Schwelle des Hochgebirges heranreicht. Von den tektonischen Molasseelementen hat Vorarlberg Anteil an der (vor allem Gestörten) Äußeren Molasse = (G)ÄM, über deren stratigraphisch tiefere Bereiche und Basis die auf deutschem Gebiet abgeteufte Bohrung Opfenbach 1 Auskunft gibt, und an der vom Rheintal fächerförmig in östliche bis nordöstliche Richtung divergierenden Jüngeren Inneren Molasse = JIM. Die darunter liegende Zentrale Molasse = ZM ist durch den Tiefenaufschluß Dornbirn 1 leider nur „angekratzt" worden. Die Linie Dornbirn – südlich Egg – Balderschwang bezeichnet die Südgrenze der Molasse zu Helvetikum bzw. Flysch an der Oberfläche.

Stratigraphie

Die in der Schweiz erfaßbare jüngste Geschichte auf Helvetikum und deren Bedeutung für die Anfänge der Molasse konnten erst neulich auch für den östlich des Churer Lineamentes sich erstreckenden westlichen Ostalpenabschnitt bis ungefähr zur Salzach wahrscheinlich gemacht werden. Die sedimentäre Abfolge von Älterer Innerer Molasse (Molasse in helvetischer und Flyschfazies) sowie die dort eingetretenen geodynamischen Ereignisse (Krustenreduktionen im Gefolge der Pyrenäischen und Helvetischen Dislokationsphasen) während des Obereozäns und tieferen Sannois sind deshalb auch in Abbildung 26 berücksichtigt worden. Das Helvetikum ist demnach Unterlage von Innerer Molasse und Zentraler Molasse. Vermutlich relativ raumstationär unter dem gegenwärtigen tektonischen Alpen-

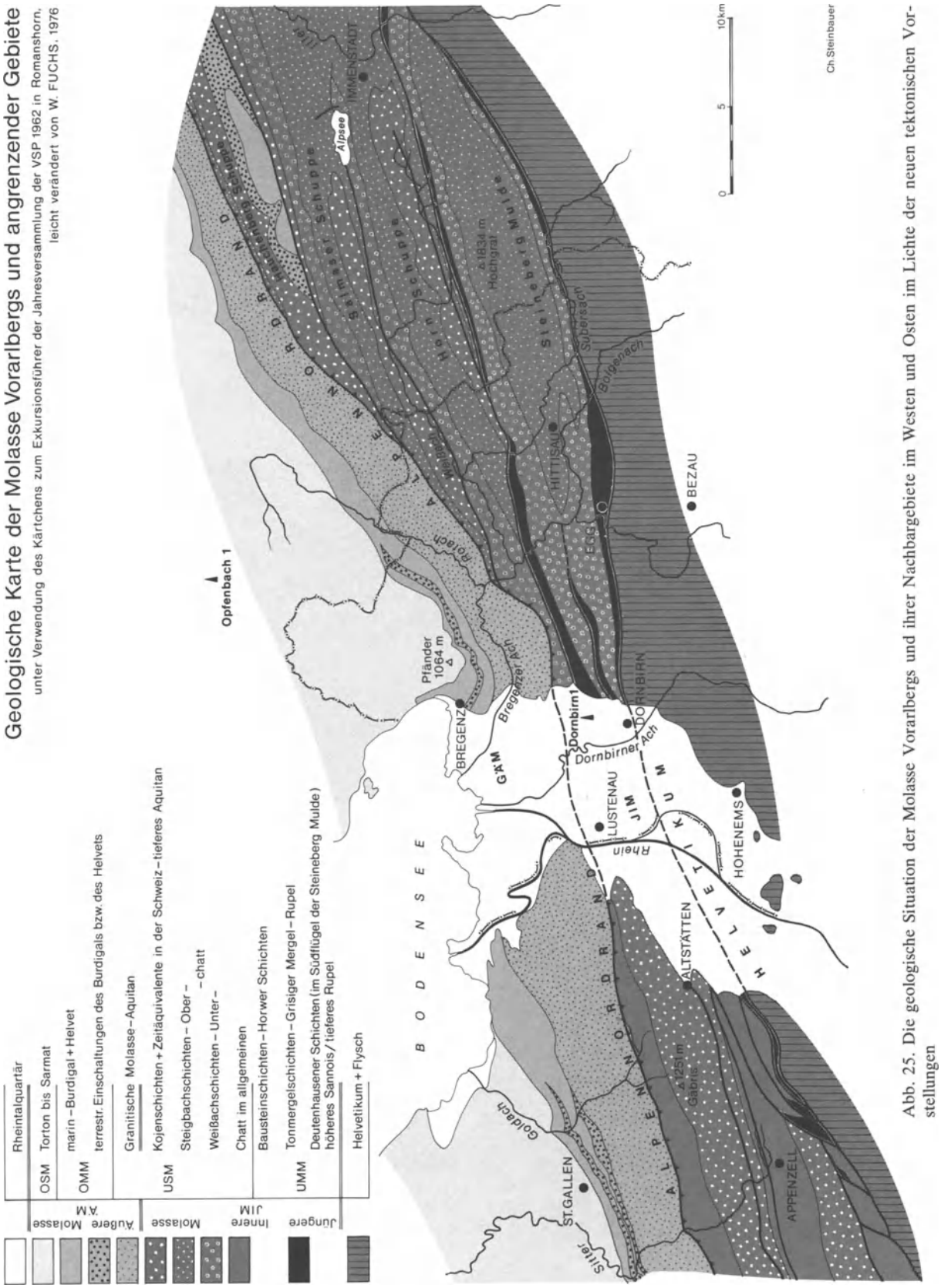


Abb. 25. Die geologische Situation der Molasse Vorarlbergs und ihrer Nachbargebiete im Westen und Osten im Lichte der neuen tektonischen Vorstellungen

nordrand vollzieht sich der Faziesübergang in das epikontinentale Mesozoikum des mitteleuropäischen Vorlandes. Lediglich im Malm stieß der helvetische Quintner Kalk weit nach Norden hinaus (bis zirka zur Höhe Friedrichshafen – Landsberg) und repräsentiert somit in unserem Abschnitt der Äußeren Molasse das unmittelbar Liegende der Molasseschichtfolge (Bohrung Opfenbach 1).

Sannois: In der Äußeren Molasse setzt die Molassesedimentation über lokale, nur wenige Meter dicke Basalbrekzien mit den *Fischschiefern* ein. Es sind geringmächtige, dunkelgraue, sandig-feinschichtige Tonmergel eines tiefen flyschoiden Ablagerungsmilieus mit reichlich Fischresten. Das Sediment umfaßt vermutlich das gesamte Sannois. – In der Jüngeren Inneren Molasse finden sich in Vorarlberg die ältesten Ablagerungen in Form der *Deutenhausener Schichten* im Südschenkel der Steineberg Mulde. Sie sind da (also gegen Westen) nur mehr in geringer Mächtigkeit entwickelte, sehr flyschähnliche Sandsteine und sandige Tonmergel, die in Liegendanteilen örtlich eine 15 cm dicke Lithothamnienschuttkalkbank und das *Mühlbacher Riesenkonglomerat* (mit blockgroßen, bloß kantengerundeten Flyschkomponenten) und im Hangenden erste schmale Nagelfluheinschaltungen (neben den vorwiegend feinkörnigen oberostalpinen Geröllen auch solche des Flysches und typische Augensteinschotter) führen. Die Schichten sind überwiegend Ausdruck tiefer flyschoider Ablagerungsbedingungen, in den oberen Partien läßt sich hingegen fossilbelegter Brackwassereinfluß erkennen. Foraminiferen- und Ostrakodenfaunen sowie Nannofloren verweisen nebst tektogenetischen Erwägungen auf höheres Sannois bis tieferes Rupel.

Rupel: Weit verbreitet in Jüngerer Innerer Molasse, Zentraler Molasse und Äußerer Molasse sind graue bis grünlichgraue, dünnschichtige, fossilarme Tonmergel mit Mergelstein- und Kalksandsteinzwischenlagen und häufigen Flyschsedimentationsmerkmalen = *Tonmergelschichten.* In der Äußeren Molasse treten basal einige Meter *Hellen Mergelkalkes* auf. In neuester Zeit als hauptsächlich Nannofossilschlamm erkannt, mag dieses Sediment durchaus beträchtliche Absatztiefen kennzeichnen und nicht unbedingt die Rückkehr zur Seichtwasserfazies des Obereozäns bedeuten, wie das bislang angenommen worden war. Die Ablagerungsfolge spricht also zumeist für flyschartiges Milieu, wobei im Hangenden jedoch im Verlaufe des Überganges zu den Bausteinschichten Verflachung und damit immer stärkerer Brackwassereinfluß verspürbar wird. – Aus allen drei tektonischen Molassearealen gehen aus den Tonmergelschichten langsam die *Bausteinschichten* mit rasch wechselnder Fazies hervor. Orogennah (im Süden) bestehen sie aus Sandsteinen mit Nagelfluhen (= „Eggschichten"), gegen Norden beobachtet man die Zunahme der charakteristischen zähen, dickbankigen, teilweise grobkörnigen, blaugrauen Kalksandsteine, darin die vielen Werksteinbrüche angelegt sind. Fossilreiche küstennahe Bildungen geringer Tiefe mit Mollusken und Pflanzenresten zeichnen eine (marin-) brackische Umwelt. Die Entstehungszeit ist wohl mit der Wende vom Rupel zum Chatt anzugeben.

Chatt: Eine sehr mächtige Folge von bunten (vor allem roten) Konglomeraten, Sandsteinen und Tonmergeln stellen in der Jüngeren Inneren Molasse, Zentralen Molasse und Äußeren Molasse die *Weißachschichten* vor. Schon innerhalb der Jüngeren Inneren Molasse vollzieht sich jedoch ein deutlicher fazieller Wandel von Süden gegen Norden. Eine dem Orogenrand nahe Zone besonders häufiger Nagelfluheinschaltungen leitet über zu einem Sandstein-Tonmergel regierten Bereich, der seinerseits hinüberführt zu einem Areal mit konglomeratfreier Tonmergeldominanz, in welcher Ausbildung sich dann die Weißachschichten weiter hinaus in die Zentrale Molasse und Äußere Molasse erstrecken. Die Konglomeratführung am Südrand nimmt augenfällig von Osten gegen Westen ab, sie gehört dem gewaltigen Hochgratfächer an, der ungefähr an der Subersach seine Westgrenze findet. Für das Gebiet westwärts bis zum Rheintal ist nur eine schwache (?selbständige) Schüttung feststellbar. Süßwasserschnecken und Säugerreste aus der „Zone von Inngrüne" sprechen zusammen mit der Sedimentationsart für limnisch-fluviatile Absatzumgebung. Die geologische Position im Schichtverband deutet auf unterchattisches Alter. – Die *Steigbachschichten* repräsentieren gleichfalls eine mächtige, faziell rasch wechselnde Abfolge von Konglomeraten, Sandsteinen und Tonmergeln in überwiegend grauen Farben. Auch hier gehen in der Jüngeren Inneren Molasse die gegenüber den Weißachschichten etwas feinkörnigeren Nagelfluhen gegen Norden und Westen in Sandsteine und Tonmergel auf. Die limnisch-fluviatilen Ablagerungen führen häufig Pflanzenhäcksel und selten kleine Pechkohlenflöze. „Oberstampische" Süßwassermollusken und die Lage im Schichtverband verweisen auf Oberchatt.

Aquitan: Infolge der Auswirkungen der Altsavischen Dislokation sind die nächst jüngeren Bildungen in der Jüngeren Inneren Molasse, die *Kojenschichten,* nur auf deren nördliche Bezirke beschränkt. Es sind neuerlich sehr kräftige und grobe Nagelfluhschüttungen mit etwas Sandstein

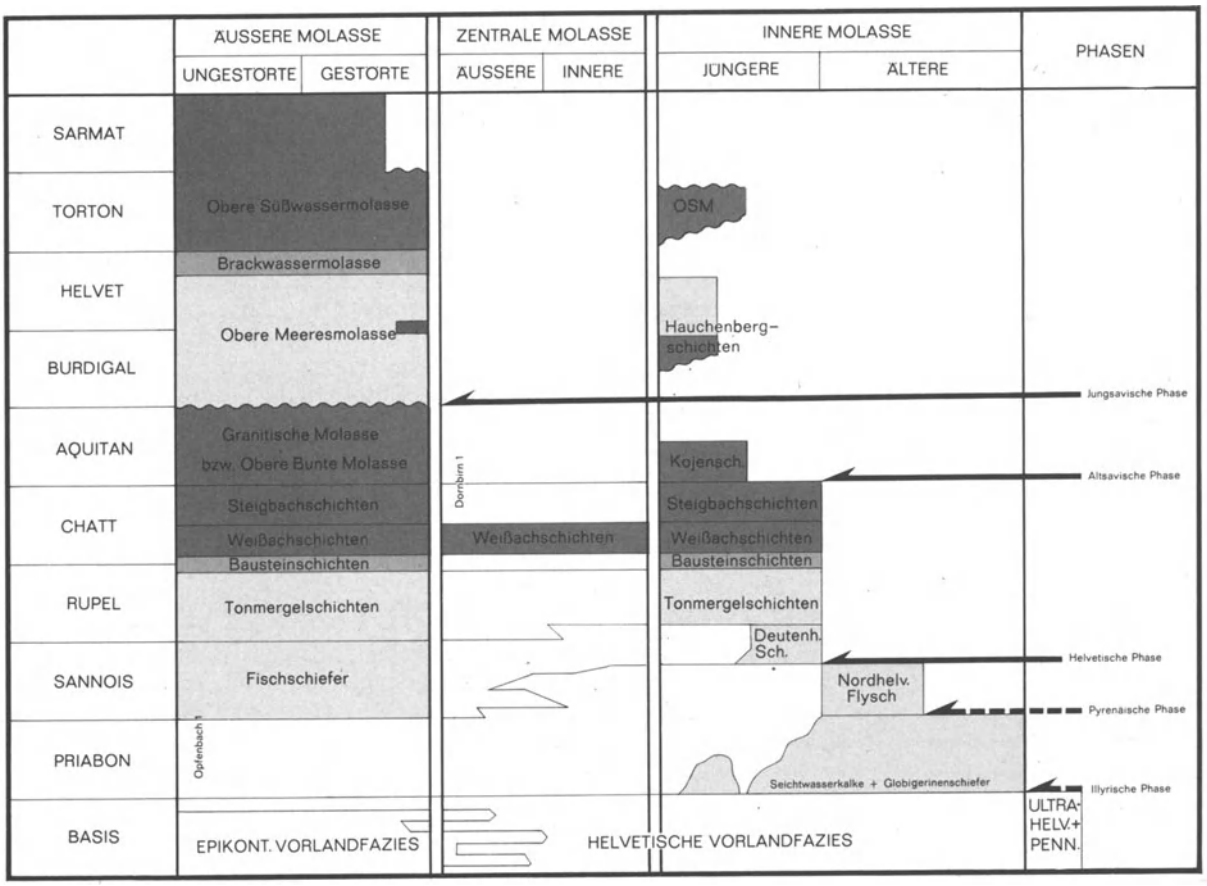


Abb. 26. Die Molasseschichtfolge Vorarlbergs unter Rücksichtnahme jüngster paläogeographischer und tektonischer Erkenntnisse

und Tonmergeln in grauen, braunen und roten Farben. Von den terrestrischen fluvio-lakustrischen Sedimenten wurden aus Mergeln am Südhang des Kojen altersbezeichnende Süßwassermollusken beschrieben. Nach tektogenetischen Überlegungen wäre die Datierung auf tieferes Aquitan einzuengen. – In der Äußeren Molasse ist die sogenannte *Granitische Molasse* verbreitet: vorwiegend gelbliche, bräunliche und graue Mergel mit fein- bis grobkörnigen, oft dicken Sandsteinzwischenlagen, die leicht verwittern und daher sehr mürbe sind, mit Diagonalschichtung und den charakteristischen roten Feldspatkörnchen, welche dem Sediment den Namen „Granitischer Sandstein" eingetragen haben. In dem limnisch-fluviatilen Ablagerungsmilieu sind Pflanzenreste reichlich und mitunter auch Pechkohlenflözchen vertreten. Mollusken- und Wirbeltierfunde sprechen für Aquitan (Bildstein, Unterstaudach und Kennelbach). Die jüngst erfolgte Analyse der Molassetektogenese schließt den faziellen bzw. stratigraphischen Übergang zu Kojen- bzw. Steigbachschichten aus. Eine mögliche gleichaltrige vermittelnde Faziesausbildung zu ersteren in der Zentralen Molasse ist noch unbekannt.

Burdigal – Helvet: Nach der gravierenden Raumverkürzung während der Jungsavischen Dislokationsphase, der die Ablagerungsräume von Jüngerer Innerer Molasse und Zentraler Molasse zum Opfer gefallen sind, folgt in der Äußeren Molasse mit scharfer Grenze die *Obere Meeresmolasse* (OMM). Ihr *burdigalischer* Anteil setzt sich aus wenigen Metern fossilbelegter mariner Basisnagelfluh, bedeutenden Glaukonitsandsteinen, der auffallenden, durch das nördliche Vorarlberg verfolgbaren wandbildenden *Kanzelfelsennagelfluh* (50 m) und weiteren Sandsteinen, Mergeln und der abschließenden *Gebhardsbergnagelfluh* (ca. 30 m) zusammen. Mit diesen mächtigen, vor allem von Flyschgeröllen beherrschten Konglomerateinschaltungen wird im Burdigal erstmals der Pfänderfächer als selbständige Schüttung erkennbar. Im Wirtatobel im Bereiche der Gestörten Äußeren Molasse schaltet sich zwischen die marinen Sedimente des

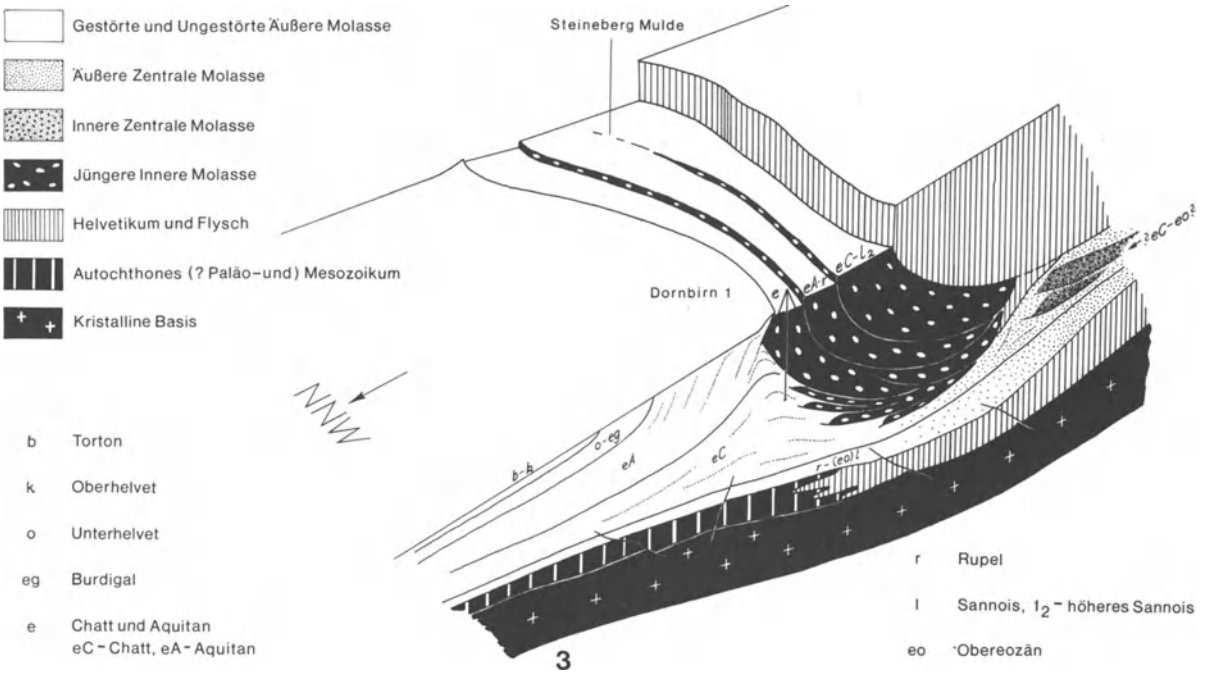


Abb. 27. Baugeschichtliche Interpretation der tektonischen Gegebenheiten der Molasse im westlichen Vorarlberg, nach W. FUCHS, 1976, Taf. 2, Fig. 3

Burdigals und Helvets eine limnische Zone mit Kohlenflözen ein (aus dem Liegenden dieser Schichtfolge war das Bruchstück eines Stoßzahnes von *Mastodon angustidens* (CUVIER) geborgen worden). Darüber setzen neuerlich marine (jetzt aber *helvetische*) Sequenzen von fossilreichen Konglomeraten und Sandsteinen ein, deren hauptsächlich Molluskenfaunen enge Beziehungen über die St. Galler Schichten zum Imihubel nach Westen einerseits und andererseits über den Kaltenbachgraben nach Ottnang im Osten aufweisen (Wirtatobel, Herz Jesukirche in Bregenz, Weißenreutte). Insgesamt bezeugen die Schichten der Oberen Meeresmolasse ein ufernahes marines Flachwassermilieu mit zeitweiser Einflußnahme terrestrischer Bildungen. Im Allgäu greifen sie über den tektonischen Alpennordrand nach Süden hinweg mit Süßwasser- und Meeresabsätzen auf nördliche Abschnitte der zuvor gefalteten und über Zentrale Molasse geschobenen Jüngeren Inneren Molasse über *(Hauchenbergschichten)*.

Torton (– Sarmat): In der jetzt wieder terrestrischen Sedimentation lebt die Bildung mächtiger, vom Flysch dominierter Nagelfluhen (besonders erwähnenswert diejenigen von Eichenberg – Ruggburg und vom Pfändergipfel) in Sandsteinen und Mergeln der *Oberen Süßwassermolasse* (OSM) wieder auf. Die Geröllführung klingt indes nach Norden in der ehemals Fluß- und Seenlandschaft rasch an Komponentengröße und Zahl ab. Bekannte tortonische Molluskenfundstellen in Vorarlberg befinden sich an der Ruggburg und bei Flühlen. Das Sarmat ist erst auf deutschem Boden entwickelt. – Weiter östlich greift die Obere Süßwassermolasse ebenfalls über den tektonischen Alpennordrand nach Süden über nördliche Anteile der Jüngeren Inneren Molasse transgressiv aus (Auerberg westlich des Lechs).

Tektonik

Das von der Schweiz nach Osten fortsetzende Streichen des Sedimentationsraumes der Älteren Inneren Molasse kann, obwohl durch das Churer Lineament beträchtlich in die Tiefe versetzt und vom ostalpinen Deckenstapel verhüllt, bei überregionaler Betrachtung mittelbar bis etwa zur Salzach wahrscheinlich gemacht werden. Dabei lassen sich die im Westen im Bereiche des Helvetikums nachweisbaren krustenkonsumierenden Dislokationsphasen im Obereozän und tieferen Sannois auch weiter ostwärts in ihrer Wirksamkeit aufspüren (Abbildung 26). Nach der bedeutenden Helvetischen Subduktionsphase war die Ältere Innere Molasse endgültig ausgeschaltet worden. Vor der neuen Orogenfront bildete sich nun der Trog der Jüngeren Inneren Molasse, zunächst in Form eines sehr schmalen Tiefseegra-

bens mit flyschoiden Ablagerungsmerkmalen. Nordhelvetikum und wohl Erosionsreste ältester Molasse (in helvetischer Fazies) stellen die Basis vor, darauf die Deutenhausener Schichten zum Absatz kamen. Im Süden lagerten sie mit grobklastischen Bildungen direkt den Deckenstirnen an. Über die Zentrale Molasse stellte sich in der Folge die Verbindung mit dem Meer in der Äußeren Molasse ein, das schon zu Anfang des Sannois von Osten her zungenförmig weit gegen Westen vorgestoßen war. Hierauf herrschte bis zu Ende des Chatts in allen Vorarlberg betreffenden Molasseabschnitten relativ gleichförmige Sedimentation. Das während der vorangegangenen Subduktionsphasen in größere Teufen eingedriftete spezifisch leichtere Krustenmaterial drängte in vertikalen Ausgleichsbewegungen nach oben, was verstärkte Erosion und Denudation bedingte und nach dem anfänglich marinen Milieu über kurzfristige brackische zu den limnisch-terrestrischen Verhältnissen der Unteren Süßwassermolasse überleitete. Die Altsavische Phase verursachte durch Hebung südlicher Areale der Jüngeren Inneren Molasse an der Wende Oligo-/Miozän dort das Ende der Sedimentation, im übrigen Gebiet der Molasse eine jetzt differenziertere Faziesentwicklung der Ablagerungen. So kann die grobe, Süd-Nord gerichtete lokale Schüttung der Kojenschichten (Hochgratfächer) in den nördlichen Teilen der Jüngeren Inneren Molasse nicht direkt mit der weiträumigen, vergleichsweise feinkörnigen, West-Ost laufenden Granitischen Molasse in Beziehung stehen, es erstreckte sich dazwischen einst die ganze Zentrale Molasse. Der heute teilweise recht enge Kontakt beider Schichtglieder ist ausschließlich tektonischer Natur.

Denn mit der Jungsavischen Phase war die Jüngere Innere Molasse (die Subalpine Molasse von ehedem) mit Resten ihres ehemaligen helvetischen Untergrundes über die Zentrale Molasse hinweg disloziert, gestaucht, gefaltet und verschuppt worden (Abbildung 27). Die primär nagelfluhärmere und damit der Kompression williger folgende Jüngere Innere Molasse im westlichen Vorarlberg mag mit ein Grund für die keilförmige Verschmälerung dieser Zone westwärts sein. Im Allgäu noch breit entfaltet, verschwindet von Norden her ein tektonisches Element nach dem anderen, lediglich ein schmales Relikt der Horn Schuppe und die in sich verschuppte Steineberg Mulde erreichen obertags das Rheintal, wobei die letztere in der Südrandzone und Speerschuppe der Ostschweiz ihre Fortsetzung finden könnte. Die orogenferne Außenfläche der Jüngeren Inneren Molasse stellt den gegenwärtigen tektonischen Alpennordrand vor.

Die bisher für den vorgenannten Bewegungsakt verantwortlich gemachten tektonischen Erscheinungen postsarmatischer Zeit verursachten nur die Versteilung des früher flacheren tektonischen Kontaktes Jüngere Innere Molasse: Gestörte Äußere Molasse, was in Vorarlberg gemeinsam mit der Ostschweiz sogar in Phänomenen der Randunterschiebung Ausdruck fand (Abbildung 27). Weiters wurde der ursprüngliche stratigraphische Verband von Jüngerer Innerer Molasse zu ihrer helvetischen Basis zusätzlich tektonisch maskiert. Diese jungen Bewegungen erwecken den Eindruck vom Wirken postsarmatisch erneut auflebender subduzierender Kräfte irgendwo im Norden der autochthonen helvetischen Massive mit dem oberflächengebundenen Anzeichen alpinen Deckenschubes.

Literatur: EUGSTER H. et al. 1960; FUCHS W. 1976b; HEIM A. et al. 1928; MUHEIM F. 1934; OBERHAUSER R. 1965; RESCH W. 1963, 1976; RICHTER M. 1969; VOLLMAYR T. 1954.

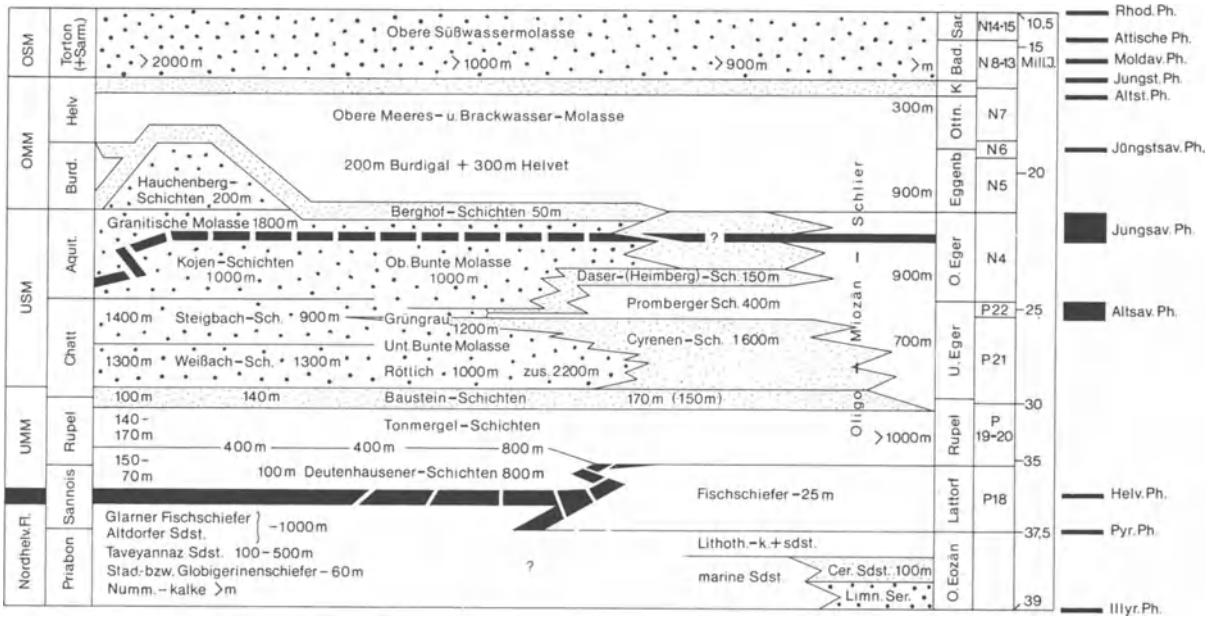
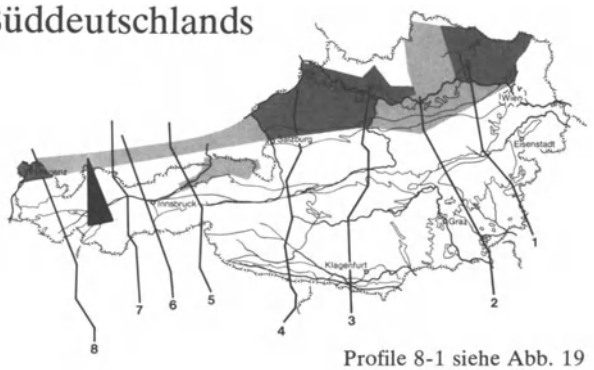


Abb. 28. Der lithostratigraphische Bezug der Molasseschichtfolgen West- und Ostösterreichs, von W. FUCHS, 1976, Tab. 1, nach H. K. ZÖBELEIN, 1962

3.2.2. Die alpennahen Molasseteile Süddeutschlands



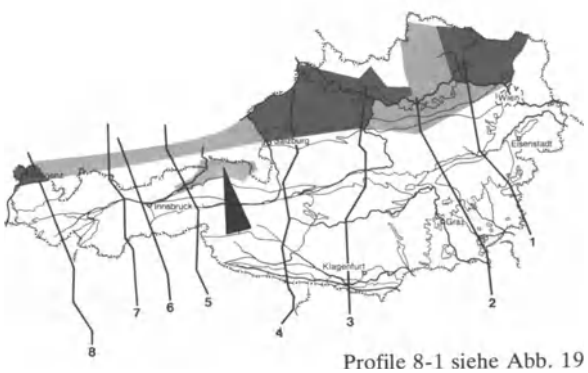
Profile 8-1 siehe Abb. 19

Ein Verständnis der geologischen Zusammenhänge zwischen der Molasse Vorarlbergs und jener Ostösterreichs ist nur über diese außerhalb unserer Grenzen liegende „Brücke" möglich. Die für die Geologie Österreichs relevanten Bereiche sollen deshalb wenigstens skizzenhaft umrissen werden. Abbildung 28 macht zunächst die Übergänge in nomenklatorischer und lithostratigraphischer Hinsicht augenfällig. Basis der Älteren Inneren Molasse und der Jüngeren Inneren Molasse war das Helvetikum, an dessen unmittelbarem Südrand sich das bereits landfeste Ostalpin befand. Der Rhenodanubische Flysch als abgeschertes und vom Ostalpin vor und unter sich hergewälztes Jungschichtenpaket des Nordpenninikums hat wohl niemals größere Flächen eingenommen, sodaß das auf Helvetikum sich entfaltende Molassemeer direkt in geeignete Muldenzonen des Oberostalpins buchtartig eindringen konnte (Reichenhall, Unterinntal). Die räumliche Trennung von Älterer Innerer Molasse (= Nordhelvetischer Flysch) und Jüngerer Innerer Molasse (= Faltenmolasse) war im Gefolge der Helvetischen Phase durch tektonische Ausschaltung der ersteren und nicht bloß durch epirogenetische Trogachsenverlegung letzterer begründet. Die Altsavische Phase am Ende des Chatts/Unteregers beendete die Sedimentation in der südlichen Jüngeren Inneren Molasse (Steineberg bzw. Murnauer Mulde), während gleichzeitig im Norden das Meer weit gegen Westen vorstieß. Mit der Jungsavischen Dislokation

wurde die Jüngere Innere Molasse als tektonisches Element geschaffen, wobei gegen Osten schrittweise der jeweils südliche ihrer drei Muldenstränge aushebt und anschließend dessen einstige helvetische Basis auftaucht, bis die Jüngere Innere Molasse südöstlich des Chiemsees endgültig ausläuft. Dieses Ereignis hatte in der Jüngeren Inneren Molasse die Ablagerungen schon im höheren Aquitan/Obereger versiegen lassen (Kojenschichten und östliche Äquivalente), indessen in der Äußeren Molasse die Granitische Molasse und Vergleichbares im Osten die gesamte Stufe umfassen (wie das auf Abbildung 28 darzustellen versucht worden ist). Die gewaltige Raumverengung hatte die losgelöste und dann in Falten gestauchte Jüngere Innere Molasse über Zentrale Molasse verfrachtet. Der Kontakt zur Äußeren Molasse ist ein ausschließlich tektonischer ersten Ranges (= der heutige tektonische Alpennordrand). Zur Zeit der Oberen Meeres- und Oberen Süßwassermolasse kam es wiederholt zu transgressivem Übergreifen über diesen Rand nach Süden hinweg (Hauchenberg, Auerberg). Die postsarmatisch wirksam gewordenen Einengungsphänomene am Alpennordrand, bisher für die Ursache der gesamten Anlage der Jüngeren Inneren Molasse betrachtet, führten nur zu Versteilungen des ursprünglich flacheren Kontaktes Jüngerer Innerer Molasse: Gestörter Äußerer Molasse (was lokal zu randlichen überschiebungsähnlichen Überkippungen ausarten konnte) und zu weiterer tektonischer Maskierung des ehemaligen stratigraphischen Verbandes der Jüngeren Inneren Molasse zu ihrer helvetischen Unterlage.

Literatur: FUCHS W. 1976b; GANNS O. & SCHMIDT-THOMÉ P. 1955; HAGN H. 1978; VOLLMAYR T. 1954, 1955.

3.2.3. Die Molasse des Unterinntales



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Allgemeines

Die Verbreitung der Molasseschichten von Voldöpp bei Rattenberg im Südwesten bis Reit im Winkel im Nordosten läßt trotz späterer gravierender tektonischer Ereignisse, wie Einengung, Überschiebung und staffelbruchmäßige Zerstükkelung, heute noch eine ursprünglich tief in die kalkalpine Deckenlandschaft eindringende buchtähnliche Hohlform erkennen. Die durch die tertiären Ablagerungen bedingte sanftere Morphologie steht dabei in reizvollem Gegensatz zur sie umgebenden imposanten Hochgebirgswelt. Paläogeographisch lassen sich in der Sedimentabfolge zwei ursächlich getrennte Bereiche unterscheiden: ein obereozäner Ablagerungsraum im Norden der Deckengrenze des Tirolikums auf hochbajuvarischer Unterlage (Oberaudorfer Schichten) und ein oligozäner mit tirolischer Basis (Häringer und Angerbergschichten). Es soll jedoch einschränkend bemerkt werden, daß gerade zu beiden Seiten des Innquertales die tektonische Stellung bedeutender kalkalpiner Areale im Deckengebäude nach wie vor umstritten ist.

Stratigraphie

Obereozän: Die *Oberaudorfer Schichten* bestehen aus einem Basalkonglomerat, darauf folgt eine wechselnde Serie mariner Konglomerate (lokaler Herkunft) und Sandsteine mit z. T. reichen Mollusken- und Nummulitenfaunen und seltenen schmalen limnofluviatilen Einschaltungen (Mergel mit Landschnecken). Aus der vorwiegend marinen Sequenz gehen dann limnofluviatile Konglomerate hervor (Landschnecken, Osteokollen und Süßwasseralgen), die den Schichtumfang beschließen. Insgesamt sind es Bildungen eines küsten- bis landnahen Milieus mit zeitweiliger terrestrischer Einflußnahme mit schließlicher Verlandung. Die Fossilien geben

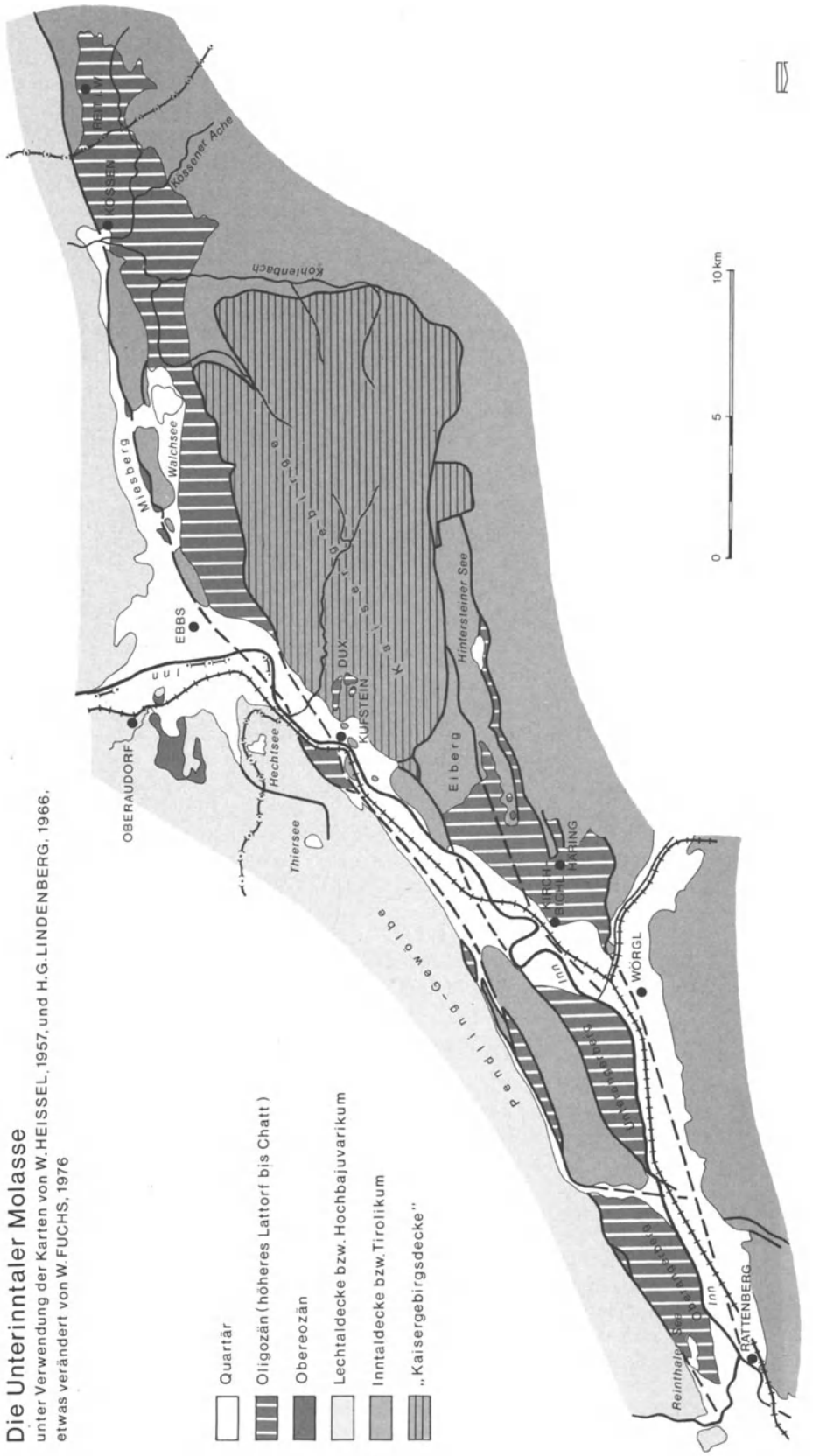


Abb. 29. Die Verbreitung der obereozänen und oligozänen Molasseschichten im Tiroler Unterinntal

tieferes Obereozän an. Die Schichten finden sich von Oberaudorf westlich des Inns gegen Osten bis zum Miesberg stets im Norden der tirolischen Deckenfront. Jüngsten Angaben zufolge soll das Obereozän doch auch auf den Nordrand des Tirolikums übergreifen, was eigentlich im Hinblick auf Reichenhall nichts Außergewöhnliches ist.

Höheres Lattorf bis Rupel: Die *Häringer Schichten* sind Zeugen einer neuerlichen und tiefergreifenden, von Norden kommenden Ingression des Meeres mit entsprechender Faziesretardation gegen Süden. Die Sedimentation im Norden und Osten der gegen Norden überkippten Mulde des Walchsee – Kössener Tertiärbeckens beginnt sofort mit einem marinen grobklastischen Transgressionshorizont aus Konglomeraten, Brekzien und Sandsteinen und setzt dann mit marinen Mergelfolgen fort. Dagegen kommen im Südflügel der Mulde bzw. im Häringer Raum zunächst lakustrisch-fluviatile bis brackische Basalserien zum Absatz, daraus sich gegen Süden immer später marine Ablagerungen entwickeln. Diese limnofluviatilen Sedimente im Süden sind also keine obereozänen Bildungen (wie früher angenommen), sondern Zeitäquivalente der vollmarinen Schichten des Lattorfs im Norden, was unter Verwendung einer charakteristischen Brekzienlage im Walchsee – Kössener Becken bzw. einer eigenartig brekziös-konglomeratischen Lithothamnienkalkbank in gleicher stratigraphischer Position im Häringer Bereich als Bezugshorizonte ermittelt werden konnte.

Im einzelnen bauen die Schichtfolge im Gebiet von Reit im Winkel folgende Elemente auf: *Basisserie – Sandmergel* mit reichen Megafaunen – *Fischschiefer – Knollenmergel;* im Häringer Raum sind es: *Basisserie* (aus *Transgressionshorizont, Häringer Kohle* mit der bekannten Flora und *Bitumenmergel* mit vielen Fossilresten des Land-, Süß- und Brackwasserbiotopes bestehend) – daraus hervorgehend die mächtigen marinen *Zementmergel* mit einer zwischengeschalteten Lithothamnienkalkbank im tieferen Abschnitt und bedeutender Mega- und Mikrofossilführung. Das rekonstruierbare Ablagerungsmilieu ist das eines in eine buchtartige Depression eindringenden und allmählich eine Moor- und Seenlandschaft überwältigenden, langsam vertiefenden Meeres. Bemerkenswert sind die vor allem in den marinen Mikrofaunen offenbar werdenden paläogeographisch engen Beziehungen der Häringer Schichten zu altersgleichen Sedimenten der Molasse, Norddeutschlands, Ungarns und Mährens. Die Datierung des Sedimentationsanfanges mit höherem Lattorf erfolgt aus tektogenetischen Erwägungen.

Höheres Rupel bis Chatt: Ein tieferer Teil der *Angerbergschichten* löst sich von den Zementmergeln zunächst ohne scharfe Grenze durch allmählich zunehmende Sandschüttungen, Glimmerführung und Auftreten von Tonen bei gleichzeitiger Verarmung der marinen Faunen. Diese als *Unterangerberg(er)schichten* abgetrennte liegende Sedimentfolge war in den letzten Jahren allgemein noch den oberen Zementmergeln und damit den Häringer Schichten zugeordnet worden. Demgegenüber war erst jüngst vermerkt worden, daß es sich hiebei neben den bereits erwähnten faziellen Differenzen überdies um eine im Gelände klar erfaßbare und durch bezeichnende flyschähnliche Sedimentationsmerkmale von den Häringer Schichten eindeutig unterscheidbare Ablagerung handelt. Die gegen das Hangende gröber und intensiver einsetzende Förderung klastischen Materials (besonders im Südwesten = Angerberg) leitet zu den im gesamten Verbreitungsgebiet limnofluviatil ausgebildeten *Oberangerberg(er)schichten* über. Sie bestehen aus hauptsächlich Konglomeraten mit Sandsteinen, sandigen Mergeln, Tonen und etwas Kohle in rhythmischem Wechsel. Die gutgerollten Gerölle der Grobklastika entstammen neben einer gewissen kalkalpinen Lokalkomponente, wobei nicht selten auch oberostalpines marines Paläogen vertreten ist, überwiegend ortsfremden Gesteinen der Grauwackenzone. Dann gibt es noch dunkle Dolomite, Quarze, Quarzite, schwarze Kieselschiefer und Gneise, deren Herkunftsgebiet noch immer ungeklärt ist, die aber mit dem Komponentenspektrum der Augensteinschotter übereinstimmen. Die Schüttung der Gerölle dürfte nach neuesten Untersuchungen doch eher aus dem Süden bzw. Südwesten erfolgt sein. Für die marin-brackischen Unterangerbergschichten käme noch eine Einstufung in das Rupel in Frage. Die Oberangerbergschichten sind durch Landschnecken und Kleinsäuger als Chatt erwiesen.

Tektonik

Zu Beginn des Obereozäns lag das alpine Deckengebäude (das Oberostalpin einschließlich des unter bis knapp vor sich hergewälzten Flysches) als Festland am unmittelbaren Südrand des sich auf helvetischem Boden entfaltenden Molassemeeres. Die Molasse hatte also direkten Zutritt in entsprechend geeignete Muldenzonen ihres südlichen Küstenrahmens (Unterinntal, Reichenhall). Damit finden die weitgespannten faunistischen Beziehungen der Unterinntaler Tertiärschichten nach Norden (Deutschland) und Osten (Mähren und Ungarn) auch eine viel plausiblere Erklärung als das bisher möglich war bei der Annahme von besonders für das Oligozän notwendig erscheinenden korridorgleichen Verbin-

dungen zur Molasse über die bereits trockengefallenen Bereiche von Flysch und Helvetikum hinweg. Es wurde deshalb in der Kapitelüberschrift ganz bewußt auf das sonst übliche Beiwort „Inneralpin" verzichtet, um damit die ehemalige Nachbarschaft von Molasse und Unterinntal zu unterstreichen. Im Obereozän war das Meer von Norden her buchtförmig in das kalkalpine Hochbajuvarikum eingedrungen (Oberaudorf) und gab am Nordrand der tirolischen Staufendecke im Becken von Reichenhall zu scheinbarer Gosaufortsetzung Anlaß. Verlandungen im Vorfeld der Ereignisse der kommenden Pyrenäischen und Helvetischen Phasen beendeten in beiden Fällen die Schichtfolgen. Der Nordvorstoß des Tirolikums über Bajuvarikum im Zuge der beiden genannten Dislokationsphasen ist Teil oberflächengebundener Phänomene eigentlicher Subduktionsakte im Helvetikum. Die paläogeographisch von den obereozänen Oberaudorfer Vorkommen unabhängige Einnahme der nun ausschließlich tirolischen Depression des Unterinntales durch die oligozänen Häringer Schichten kann aus tektogenetischen Erwägungen mit dem höheren Lattorf datiert werden. Während der nun folgenden, vergleichsweise langen tektonischen Ruhepause kam es lediglich in der vom Molassemeer südwärts gerichteten Bucht des Unterinntales zu mariner Sedimentation. Im übrigen Bereich des alpinen Deckenkörpers herrschte Festland. Es bildete sich dort die Augensteinaltlandschaft, deren bezeichnende fluviatile Schotter schon in den höheren Deutenhausener Schichten nachweisbar sind. Sie standen auch mit den Oberangerbergschichten in Verbindung. Die Häringer und Angerbergschichten sind deshalb keinesfalls später tektonisch eingeklemmte Relikte und somit Zeugen einer vormals geschlossenen Molassehülle des damaligen Deckenlandes, welche dann fast völlig erodiert worden wäre. Mit den fluviatilen Oberangerbergschottern schließt im Chatt die Sedimentation im Unterinntal wahrscheinlich im Gefolge anhebender Auswirkungen der Altsavischen Phase. Dem gewaltigen Subduktionsakt der Jungsavischen Dislokation könnten hier die Herauspressung der Kaisergebirgsscholle, die überkippte tektonische Mulde der Tertiärbecken von Kössen und Reit durch deren Nordüberschiebung sowie ein weiteres Vordringen der Tirolischen Einheit insgesamt gegen Norden zugeschrieben werden.

Literatur: AMPFERER O. 1922; FUCHS W. 1976b; HEISSEL W. 1957; LINDENBERG H. 1966; LÜHR H. 1962; SCHNABEL W. & DRAXLER I. 1976.

3.2.4. Die Molasse Ostösterreichs

Als landschaftlich sehr anmutiges flachwelliges Hügelland trennt die gegenwärtige Molassezone Ostösterreichs die strengen Höhen des Böhmischen Massives von den gleich Meereswellen nordwärts drängenden Bergketten der Alpen. Der Südrand des Mühl- und Waldviertels vermittelt noch eindrucksvoll das einstige Küstenland der Äußeren Molasse, in dessen uraltes Relief die See während des zweiten Molassezyklus (ab Eger) von Süden bzw. Osten her in mehrfachen Überflutungen eingedrungen war. Alpenseitig dagegen sind die benachbarten Ablagerungsbereiche von Zentraler Molasse und Innerer Molasse durch wiederholte Krustenreduktionen im Gefolge gewaltiger Subduktionsakte entweder heute überschoben oder überhaupt verlorengegangen. Hier stellt also der tektonische Außensaum des Gebirges die Begrenzung an der Oberfläche dar. Er ist indes nicht mit dem auffällig morphologisch wirksamen Ausstrich der Berührungsfläche von Flysch (bzw. Helvetikum) zu Molasse identisch, welcher dann nördlich der Donau bald durch den jungen Einbruch des Inneralpinen Wiener Beckens ausklingt, sondern liegt in der orogenfernen Randfläche der Inneren Zentralen Molasse, die nur vereinzelt dem Auge des Beobachters im Gelände durch deutlicheren Formenschatz unterscheidbar wird. In Salzburg und im westlichen Oberösterreich sowie in Niederösterreich jenseits der Donau verläuft diese Linie erster Ordnung sogar, von jungen Schichten verdeckt, unterirdisch. Die intensive Erdölexploration in diesem Raum, die in letzter Zeit zusätzlich dessen weiteren Rahmen im Süden miteinbezog, hat zu wesentlicher Kenntnisvermehrung und jüngst auch mittelbar bei überregionaler Betrachtung zu neuem Verständnis um die Funktion der Gesamtmolasse im Ereignisablauf des Jungalpidikums beigetragen. Das abgesteckte Gebiet, insbesondere der östlichere Abschnitt davon, repräsentiert gerade jene Zone der geodynamischen Anpassung, wo der letztlich innerhalb der Illyrisch-Savischen Dislokationsphasen vorläufig vollendete Bau der Alpen zum Savisch-Moldavisch errichteten Gebäude der Karpaten überleitet. Ein von Salzach und Inn bis zur Thaya nachweisbar phasenhaft ruckweises Jüngerwerden der Bewegungen der alpinen Dek-

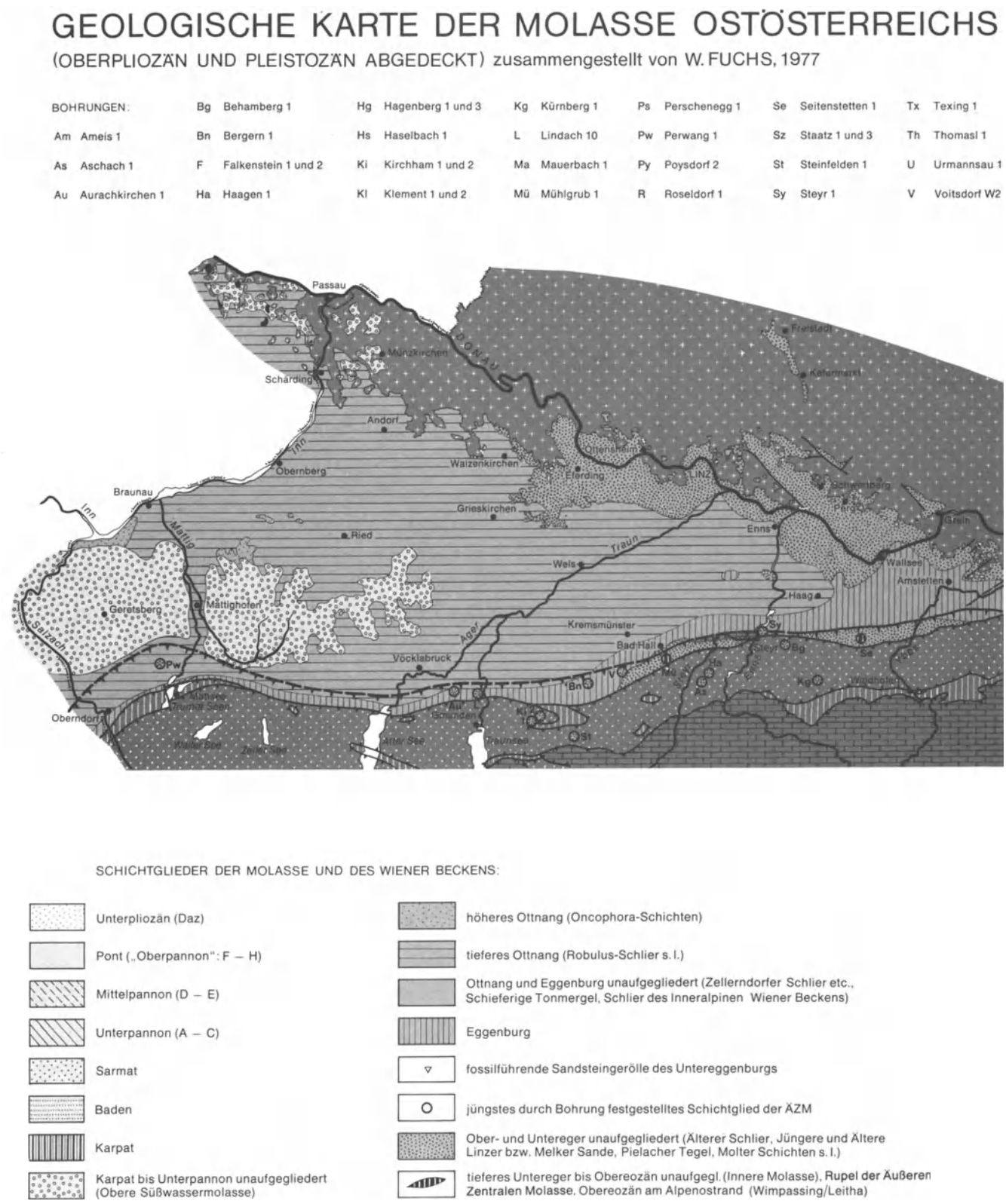
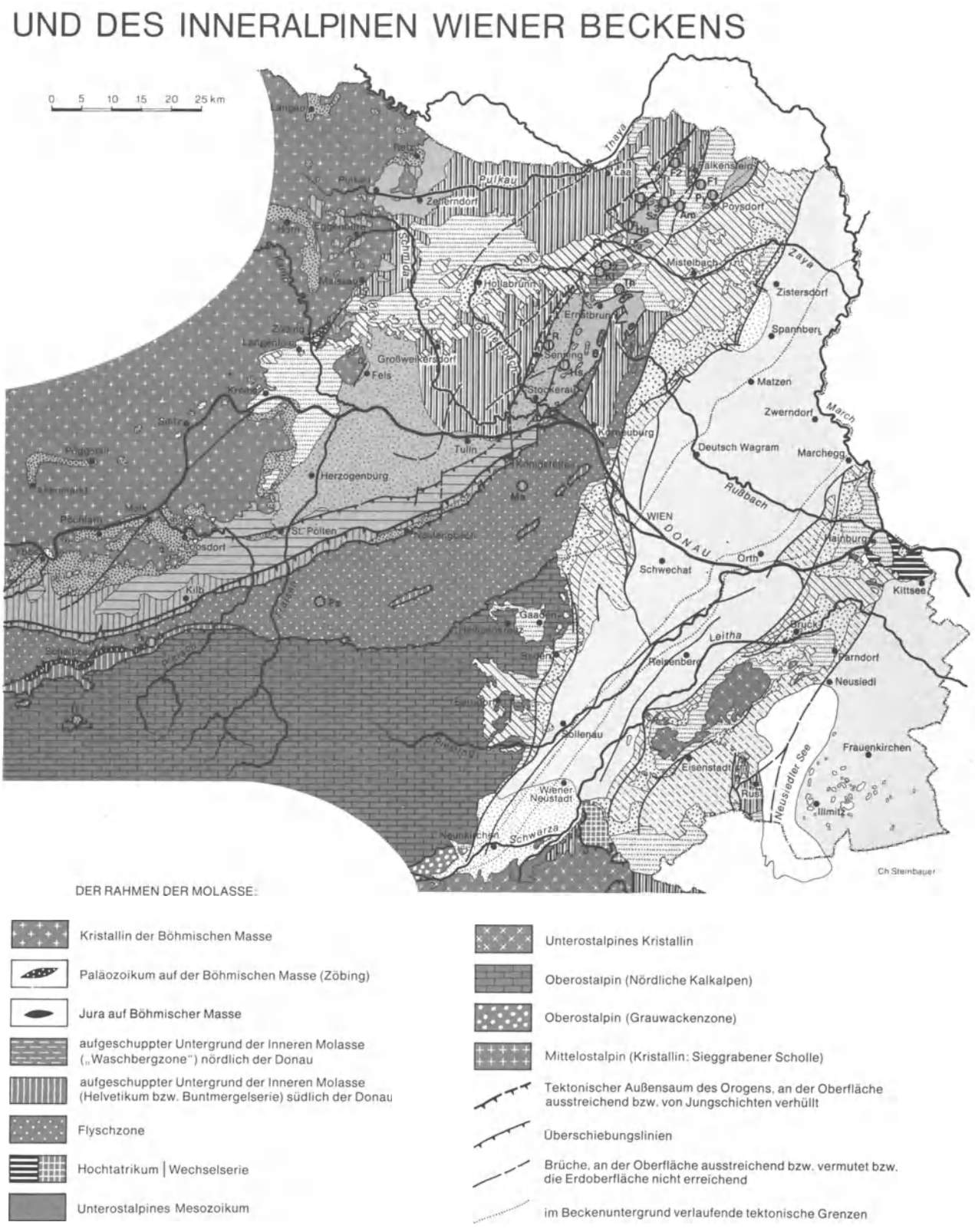
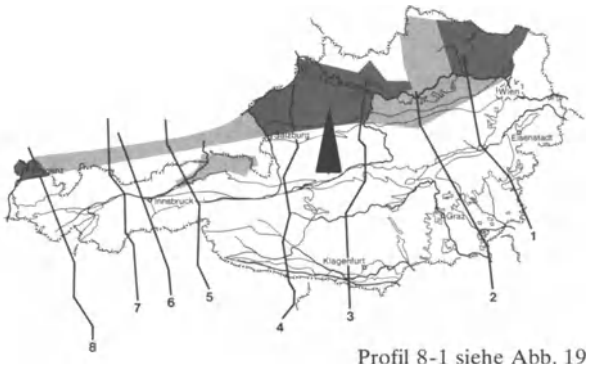


Abb. 30. Situationsplan der für die tektogenetische Deutung der Verhältnisse der ostösterreichischen Molasse relevanten Bohrungen (Kenntnisstand des Autors: Juni 1977)


UND DES INNERALPINEN WIENER BECKENS
0 5 10 15 20 25 km
Thaya
Pulkau
Zaya
March
Rußbach
Leitha
Schwarza
WIEN
DONAU
Neusiedler See
Zellerndorf
Hollabrunn
Ernstbrunn
Mistelbach
Zistersdorf
Spannberg
Matzen
Zwerndorf
Deutsch Wagram
Marchegg
Großweikersdorf
Fels
Stockerau
Sitzendorf
Tulln
Klosterneuburg
Herzogenburg
Königstetten
St. Pölten
Pöchlarn
Melk
Kilb
Gaaden
Schwechat
Orth
Hainburg
Kittsee
Bruck
Reisenberg
Parndorf
Neusiedl
Sollenau
Eisenstadt
Rust
Illmitz
Frauenkirchen
Wiener Neustadt
Neunkirchen
Falkenstein
Poysdorf
Ch. Steinbauer
DER RAHMEN DER MOLASSE:
Kristallin der Böhmischen Masse
Paläozoikum auf der Böhmischen Masse (Zöbing)
Jura auf Böhmischer Masse
aufgeschuppter Untergrund der Inneren Molasse („Waschbergzone") nördlich der Donau
aufgeschuppter Untergrund der Inneren Molasse (Helvetikum bzw. Buntmergelserie) südlich der Donau
Flyschzone
Hochtatrikum | Wechselserie
Unterostalpines Mesozoikum
Unterostalpines Kristallin
Oberostalpin (Nördliche Kalkalpen)
Oberostalpin (Grauwackenzone)
Mittelostalpin (Kristallin: Sieggrabener Scholle)
Tektonischer Außensaum des Orogens, an der Oberfläche ausstreichend bzw. von Jungschichten verhüllt
Überschiebungslinien
Brüche, an der Oberfläche ausstreichend bzw. vermutet bzw. die Erdoberfläche nicht erreichend
im Beckenuntergrund verlaufende tektonische Grenzen

ken gegen und über das Vorland hinweg findet darin seinen Ausdruck. Sich von den Verhältnissen im Westen (Schweiz und Süddeutschland) allmählich lösende und zu jenen des Ostens (Karpaten) langsam vermittelnde paläogeographische Situationen bestimmen demnach das geologische und tektonische Bild in den folgenden Molassekapiteln.

3.2.4.1. Die Molasse zwischen Salzach/Inn und Enns



Profil 8-1 siehe Abb. 19

Allgemeines

Von Bayern her streicht die Molassezone in noch immer stattlicher Breite nach Österreich herein, verengt sich jedoch gegen die Enns hin zusehends. Flächenmäßig vorherrschendes Bauelement ist die Äußere Molasse. Im Süden parallel zum heutigen morphologischen Alpennordrand verläuft das schmale Band der Inneren Zentralen Molasse über weite Strecken unter Bedeckung jüngerer Molasseschichten und taucht erst östlich der oberösterreichischen Krems an der Erdoberfläche auf. Trotzdem gibt es durch eine Reihe von Aufschlußbohrungen bereits genügend Informationen über Schichtumfang und tektonische Geschichte der Zentralen Molasse. Während durch Kartierungen und die rege Bohrtätigkeit Äußere Molasse und Zentrale Molasse recht gut durchforscht sind, gibt es dagegen kaum Nachrichten über die Innere Molasse. Im dislozierten Helvetikum sowie in der nach Süden und Osten daraus hervorgehenden Buntmergelserie ist wohl noch helvetisches Obereozän der Molasse zu vermuten, oligozäne Molasseanteile sind aber bisher nicht entdeckt worden. Auf die Verhältnisse im Westen und Osten rückschließend, ist indessen auch für diesen Abschnitt die primäre Bildung der Molasse auf helvetischem Areal gewiß, wiewohl gerade das Übergreifen des ersten Molassezyklus (im Sinne des Verfassers) auf die gesamte Zentrale Molasse und beträchtliche Partien der angrenzenden Äußeren Molasse in Ostbayern und im vorliegenden Ausschnitt jene erst kürzlich revidierte Mißdeutung einer Molasseevolution fernab direkter Einflußnahme jungalpidischer Ereignisse heraufbeschworen hat. Die helvetische Basis des „Molasseurtroges" war aber just innerhalb dieses Molasseteilstückes gravierenden Umwälzungen ausgesetzt gewesen. Das autochthone bis parautochthone Helvetikum, westlich des Inns Fundament der Jüngeren Inneren Molasse und Zentralen Molasse, dürfte am oder knapp vor dem Landshut-Neuöttinger Hoch enden. Der im Westen etwas nördlich des wahren tektonischen Alpennordrandes sich vollziehende Faziesübergang von helvetischem zu epikontinentalem Mesozoikum des Vorlandes im Molasseuntergrund (vgl. die Bohrungen Staffelsee 1 und Miesbach 1 in Bayern) wird östlich der Salzach augenfällig nach Süden abgedrängt, wie das die außeralpine Ausbildung der mesozoischen Unterlage von Äußerer Zentraler Molasse und Innerer Zentraler Molasse im Tiefenaufschluß Perwang 1 deutlich macht. Ebenso war auch das Südhelvetikum (im schweizerischen Verständnis) in diesem Bereich paläogeographischen Veränderungen unterworfen. Zunächst im Süden, später aber gleichfalls im Osten verschmälerte und vertiefte sich sein Ablagerungsraum zum Buntmergeltrog, welcher nur faziell gewisse Konvergenzen, aber keine positionsmäßigen Übereinstimmungen mit dem Ultrahelvetikum aufweist. Weiters markiert die Salzach in etwa den Grenzverlauf zwischen jenen Orogenabschnitten im Westen, wo die Pyrenäische und Helvetische Dislokationsphase gewaltige Krustenverkürzungen im Helvetikum bedeuteten, während jene Vorgänge gleichzeitig im Osten davon nur mehr in merkbarer Sedimentationsunruhe, aber durch keinerlei Trogreduktionen aufspürbar sind. Hier heben die Subduktionen erst wieder mit den Savischen Bewegungszyklen an.

Stratigraphie

Der Molasseuntergrund (Zentrale Molasse und Äußere Molasse): *Granite* und *Gneise* der nach Süden abtauchenden Böhmischen Masse sind bis in die Äußere Zentrale Molasse erwiesen. – In schmalen Rinnen kam es darauf während des Jungpaläozoikums zum Absatz von Tonschiefern, Sandsteinen und Konglomeraten, zum Teil mit Pflanzenresten, deren Bestimmung oberkarbonisches Alter ergab. In Süddeutschland werden diese Erosionsrelikte allgemein dem *Permokarbon* zugerechnet. Dazu sollen unter Berücksichtigung der paläogeographischen Gesamtsituation auch die fossilleeren bunten Tonschiefer und Sandsteine gehören, die man aus der Bohrung Perwang 1 kennt und bisher als wahrscheinlich kontinentale Permotrias angesprochen hat. –

Größere Verbreitung und oft ansehnliche Mächtigkeiten konnten in den stratigraphisch indes sehr lückenhaften mesozoischen Deckschichten festgestellt werden, die ausschließlich in germanischer Fazies entwickelt sind und vielfach dem kristallinen Grundgebirge direkt aufruhen. Die Begrenzung zum Kristallin stellen wiederholt prätertiäre Brüche von teilweise bemerkenswerten Sprunghöhen vor (bis 600 m). Geringmächtiger *oberer Dogger* (Oolithkalke und Sandsteine der Macrocephalenstufe) ist bis heute nur aus den beiden Bohrungen Winetsham 1 und 2 südöstlich von Schärding in Massivrandnähe bekannt geworden. Im übrigen kennzeichnen die manchmal auf einige wenige hundert Meter anschwellende Schichtfolge des *Malms* im Liegenden oolithische Kalke und Sandsteine sowie Dolomite und bisweilen Hornstein führende Kalke im Hangenden. Nach einer großen Sedimentationslücke, die die gesamte Unterkreide umfaßt, kennt man erst wieder das *Cenoman* mit glaukonitischen Sandsteinen, Tonmergeln und seltenen dünnen Kohleeinschaltungen. Darauf folgen Tonmergel mit Glaukonitsandsteinen des *Turons* und relativ einförmige Sequenzen grauer Tonmergelsteine, die durch ihre Mikrofossilgehalte ins *Coniac* bis *Untercampan* einstufbar sind. Damit schließt bislang der stratigraphische Umfang des Sockels dieses Molasseabschnittes.

Die Molassesedimente

Obereozän: Zu jener Zeit war das Meer im größeren Teil der West- und Ostalpen auf das Areal des Helvetikums beschränkt gewesen. Die sedimentologische Charakteristik der Ablagerungen zeigt dort in der Inneren Molasse den etappenhaften Wandel von noch typisch helvetischer Ausbildung über ein Flysch- oder flyschähnliches Stadium zu echter Molassefazies. Lediglich in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich verließ die See den helvetischen Bereich der Inneren Molasse (Lithothamnienkalke und Stockletten) und drang diskordant über ein unregelmäßiges flaches Erosionsrelief über den Raum der Zentralen Molasse weit gegen Norden in die Äußere Molasse vor. Im Süden bei Perwang kam es in der Zentralen Molasse nach der Überflutung gleich zu hochmariner Seichtwassersedimentation in Form von *Discocyclinenmergeln* mit geringen Einschaltungen von Mergeln, Lithothamnienkalken und Quarzsandsteinen. Gegen Nordwesten in die Äußere Molasse hinaus (Geretsberg, Ostbayern) gehen die Ablagerungen in Austern und Pecten führende marine *Quarzsandsteine* über. Nach Norden und Osten (Äußere Molasse) verlief die Besitznahme durch das Meer langsamer, auf einen *Transgressionshorizont* aus glaukonitischen Sandsteinen mit gut gerollten Quarzgeröllen folgen eine *„Limnische Serie"* (Wechsellagerung lagunärer bunter Tone und Quarzsandsteine mit Kohleflözchen) und noch brackisch-marine *Cerithienschichten* (dünne, fossilreiche sandige Tonmergel und Quarzsandsteine). Im Hangenden aller bisher aufgezählten Schichten, im Nordwesten sogar darüber hinaus vorstoßend, finden sich Lithothamnienkalke, die gegen den nördlichen Beckenrand zu in ihren tieferen Partien versanden. Maximalmächtigkeit des gesamten Obereozäns in Zentraler Molasse und Äußerer Molasse ca. 100 m.

Lattorf: Aus der Inneren Molasse dieses Abschnittes sind vorläufig noch keine oligozänen Molasseanteile bekannt geworden. In der Zentralen und Äußeren Molasse setzt dagegen bei annähernd gleich bleibender nördlicher Beckengrenze die Sedimentation mit den nur 25 bis 30 m mächtigen *Fischschiefern* fort, deren graubraune, feinsandig-glimmerige Tonmergel faunistisch hauptsächlich durch zahlreiche Fischreste ausgezeichnet sind. Im ganzen war es ein tieferes, wenig lebensfreundliches Ablagerungsmilieu.

Rupel: Ist durch wenige Meter dicken *Hellen Mergelkalk* (grau, schichtig gestreift), etwas bedeutendere *Bändermergel* (dunkelgraue, feinsandig-glimmerige Tonmergel mit charakteristischem weißgrauem Kalkbelag auf den Schichtflächen) und die zum Teil recht mächtigen *Tonmergelschichten* (dunkelgraue Tonmergel mit Mergelsteinlagen und hangend feinkörnigen Sandsteineinschaltungen) in der Zentralen und der Äußeren Molasse vertreten. Die mehrere hundert Meter messende Schichtfolge ist in der Äußeren Molasse bereits merklich weiter nördlich verbreitet, ohne allerdings die Oberfläche am heutigen Massivrand zu erreichen. Insgesamt sind es Sedimente tieferen Ablagerungsmilieus (vgl. Vorarlberg).

Untereger: Im zentralen Teil der Äußeren Molasse waren mächtige einförmige graue Tonmergel mit lagenweise häufigen Sand- und Sandsteineinlagerungen zum Absatz gelangt *(Schlier).* Südwärts im Bereiche der südlichen Äußeren und Zentralen Molasse treten darin verstärkt, ständig wechsellagernd und schließlich dominierend, Sand- und grobe, teils konglomerierte Geröllschüttungen auf. Die bis faustgroßen Komponenten rekrutieren sich vorwiegend aus Quarz, alpinem Kristallin und dunklem Dolomit, Kalke sind selten, Flysch fehlt überhaupt. Mit seiner nördlichen Randfazies streicht das Untereger als ältestes stratigraphisches Glied obertags am östlichen Massivrand Oberösterreichs aus, gegen Westen aber weicht sein Nordrand wieder etwas nach Süden zurück und wird von Schichten des Ottnangs verdeckt. Hieher gehören die seit langem bekannten basalen bunten Tone und toni-

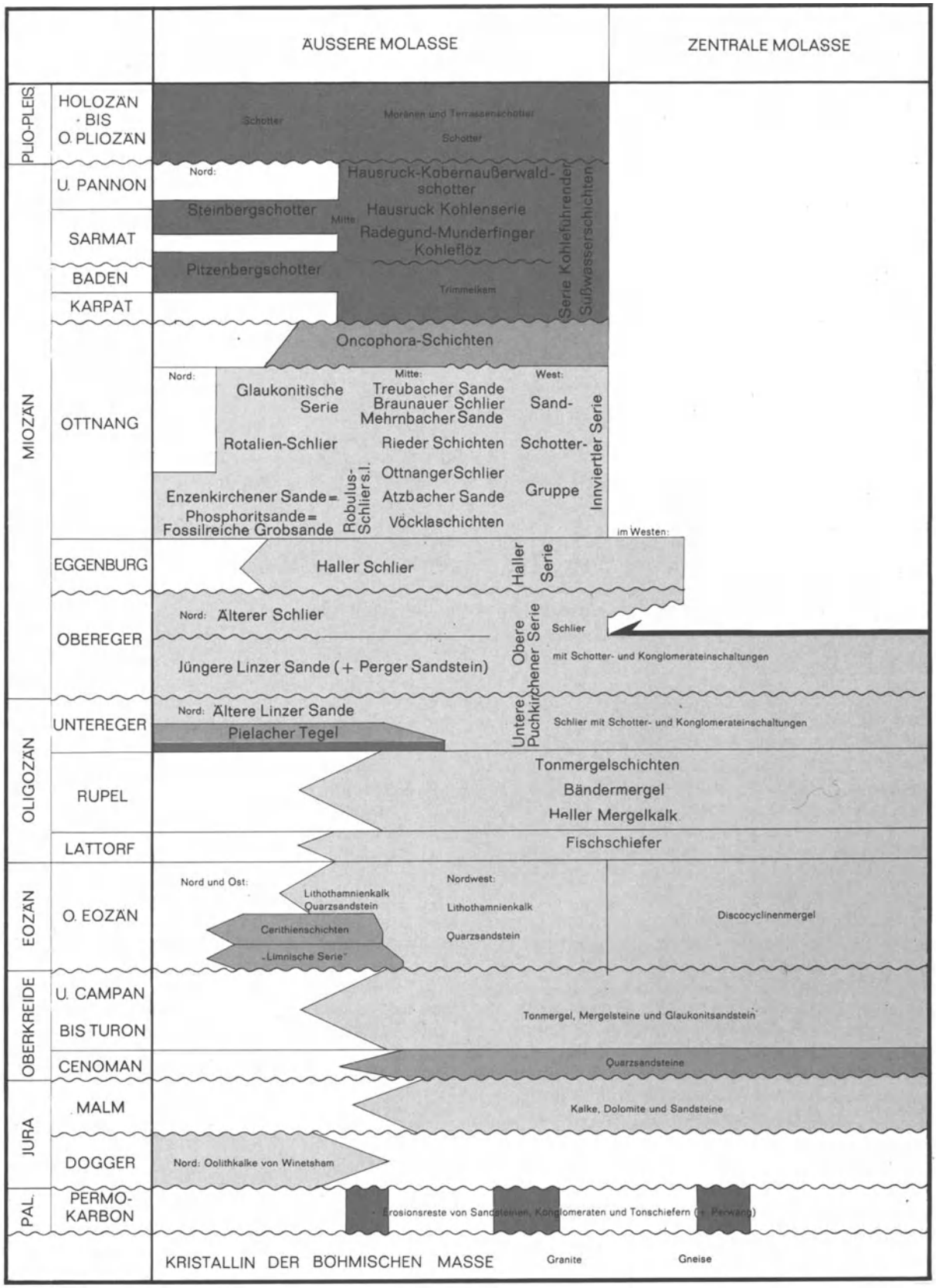


Abb. 31. Die Schichtfolge der Molasse und ihres Untergrundes zwischen Salzach/Inn und Enns unter Berücksichtigung der jungalpidischen Molasseevolution

gen Sande unmittelbar über dem reliefierten Grundgebirge (lokal auch aus abbauwürdigen Kaolinverwitterungsschwarten in erosionsgeschützten Muldenlagen hervorgehend, z. B. bei Schwertberg), die erst vor wenigen Jahren fossilbelegt mit dem niederösterreichischen *Pielacher Tegel* identifiziert worden waren. Daraus gehen teils scharf, teils durch Wechsellagerung die weißen, meist feinkörnigen und sehr reifen Quarzsande der *Älteren Linzer Sande* hervor, deren Förderung einst aus dem Norden erfolgt war und die sich erst beckenwärts mit gleichaltrigen Tonmergeln des Schliers verzahnen! Die gesamte Sedimentvielfalt von Zentraler und Äußerer Molasse wird auch mit dem Begriff *Untere Puchkirchener Serie* zusammengefaßt. Das Obereger transgrediert beckenweit (Zentrale und Äußere Molasse) diskordant. Auf neueste Erfahrungen im Waldviertel Niederösterreichs bauend, könnten wohl die terrestrischen limnisch-fluviatilen Ablagerungen des *Kefermarkter Tertiärs* (blaugraue Tone mit vereinzelten Braunkohlenflözen und fein- bis grobkörnige, tonige bis kaolinische, fossilleere Quarzsande mit Grobeinschaltungen lokaler Herkunft) und des vielleicht jüngeren *Freistädter Tertiärs* (fein- bis mittelkörnige, rötlichgelbe, oft kreuzgeschichtete Quarzsande wechsellagernd mit gut gerollten Quarzkiesen und -schottern, selten tonig-schluffigen Zwischenlagen und häufig unbestimmbaren verkieselten Holzresten) im nördlichen Mühlviertel dem Untereger zugeordnet werden.

Obereger: In der zentralen Äußeren Molasse ist mächtiger *Schlier* in Form bräunlichgrauer Tonmergel mit Feinsandlagen entwickelt. Gegen Süden treten bei besonderen Schichtmächtigkeiten im Westteil bedeutende Schottereinschaltungen mit einer jener aus dem Untereger vergleichbaren Komponentenzusammensetzung auf. Sie werden zur Lokalgliederung herangezogen. Im Osten, im Raume Bad Hall, sind dagegen im höchsten Obereger submarine Blockströme mit Geschieben aus Helvetikum und Flysch bekannt. Schlier ist auch in der Zentralen Molasse nachgewiesen, doch wurde jener Bereich im Verlaufe der Jungsavischen Dislokationsphase im höheren Obereger durch Subduktion von weiterer Sedimentation ausgeschaltet. In der nördlichen Äußeren Molasse verzahnt sich der Schlier noch im Becken mit den *Jüngeren Linzer Sanden,* die dann nach Schichtlücke diskordant die Älteren Linzer Sande am Massivrand überlagern. Diese meist grobkörnigen, reschen, graugelben bis weißen, unsortierten und unreifen Quarzsande mit viel eckigem Quarzgrus und im Hangenden einigen dünnen graugrünen Tonlagen waren bis vor kurzem in Oberösterreich nur von Niederwaiding südöstlich Peuerbach beschrieben, sind aber jetzt weitflächig in der Gegend von Perg – Schwertberg kartiert. Örtlich bergen sie linsenförmige Vorkommen wirr gelagerter und wenig zugerollter Quarzkiese und -schotter. Nicht selten sind die Sande in sich durch kalkiges Bindemittel unregelmäßig konkretionär in verschiedenster Formgestaltung verfestigt, was etwa bei Perg durch größeres Ausmaß zur Ausscheidung des *Perger Kristallsandsteines* führte. Ähnliche, aber kleinere Sandsteinnester kennt man aus dem Gallneukirchener Becken und der Bohrung Innviertel 4 bei Neumarkt-Kallham. Den Jüngeren Linzer Sanden, deren Gesamtverbreitung noch nicht erfaßt ist, gehört auch lithologisch jene Sandgrube von Plesching bei Linz mit den Miogypsinen-Funden an, die ohnehin eher für höheres Eger sprechen! Der am Saum des Böhmischen Massives ausstreichende *Ältere Schlier* liegt stets nach Erosionsdiskordanz auf den Jüngeren Linzer Sanden, entspricht also im Becken bloß jüngsten Anteilen des Schliers des Oberegers. Es sind zumeist dunkel- bis schwarzgraue oder schokoladebraune bis violettgraue, feinsandig-glimmerige, feste, gut geschichtete bis schieferige Tone bis seltener Tonmergel mit zahlreichen Fischresten und Pflanzenhäcksel auf den Schichtflächen. Augenfällige Einschlüsse sind mehr oder minder große, brotlaib- bis walzenförmige Ton- und Mergelsteinkonkretionen sowie selten bescheidene Einschaltungen von Diatomiten und Menilitschiefern. Gerade in Oberösterreich führt das Sediment häufig verschiedengestaltige lichtbraungraue bis schwarzbraune Phosphoritknollen. Das Obereger, das am östlichen Massivrand Oberösterreichs obertags in etwa die Verbreitung des marinen Unteregers hat und wie dieses relativ weit in das Innere des heutigen Mühlviertels vorgestoßen war, weicht westlich von Peuerbach gleich dem Untereger augenfällig nach Süden zurück und verschwindet unter der Bedekkung des Ottnangs. – Der gesamte Schichtumfang des Oberegers wird auch als *Obere Puchkirchener Serie* umschrieben.

Eggenburg: Im Gefolge der krustenkonsumierenden Vorgänge während der Jungsavischen Phase konnte sich das Eggenburg zwischen Salzach/Inn und Enns nur mehr in der Äußeren Molasse entfalten. Der *Haller Schlier (= Haller Serie*) kam erst nach beckenweiter Trockenlegung zum Absatz. Er besteht aus mächtigen, ziemlich einförmigen, grünlichgrauen, feinsandig-glimmerigen Mergeln mit zahlreichen Sand- und Sandsteinlagen. Im Süden, in der Nähe des Alpenrandes, treten auch glaukonitische Grobsande, stellenweise sogar Kiese und Schotter auf. Die nördliche Verbreitungsgrenze des Schliers ist erheblich nach Süden abgedrängt und scheint an der Oberfläche nicht auf. Das Ablagerungsmilieu

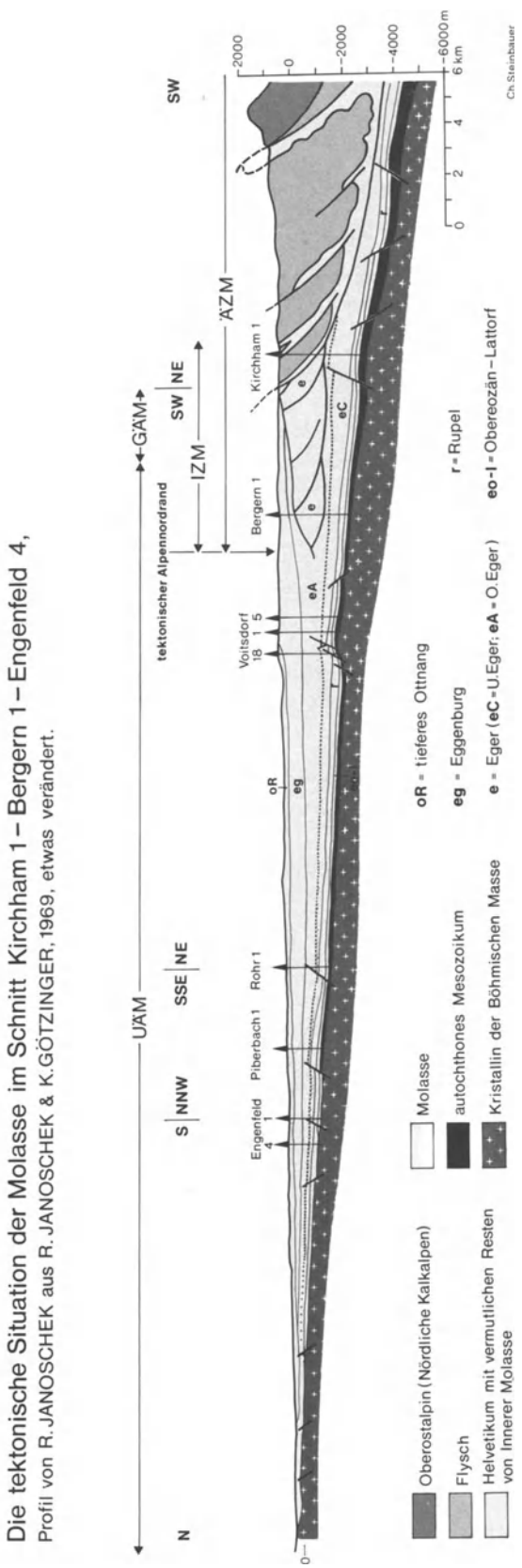


Abb. 32. Erläuterung der neuen Konzeption des tektonischen Baustiles der Molasse dieses Ausschnittes

war das einer uferfernen Flachsee, wo die Sedimentation eintönig zusammengesetzter Suspensionen überwog.

Ottnang: Die Sedimente der *Innviertler Serie* liegen wie jene der Haller Serie in der Äußeren Molasse schüsselförmig zwischen Massiv und Orogen. Sie erreichen jedoch nicht mehr den Alpenrand, sondern heben schon vorher aus. Ihr nördlicher Saum dagegen läßt die Strandlinien früherer Meeresbedeckungen zum Teil beträchtlich hinter sich und greift transgressiv über Ablagerungen des Egers direkt auf das kristalline Grundgebirge über. Erst ab Linz ostwärts tritt er augenfällig zurück. Am Massiv finden sich als deutlicher Transgressionshorizont vom Trefflinger Sattel nordöstlich Linz bis südöstlich Peuerbach (unterirdisch bis zu den Bohrungen von Leoprechting) die *Phosphoritsande* (graue, glaukonitische, meist grobkörnige, mitunter fossilreiche Quarzsande mit den aus dem darunter oder nahe liegenden Älteren Schlier umgelagerten bezeichnenden Phosphoritknollen). Ihnen entsprechen lithologisch und faunistisch im westlichen Abschnitt: Natternbacher, Matzinger und Taufkirchener Bucht (Höbmannsbach, Rainbach), wo das Phosphorit führende Obereger vom heutigen Abhang des Sauwaldes südwärts in das Becken zurückweicht, die *Fossilreichen Grobsande* ohne Phosphoritknollen. Beide Sande verzahnen sich mit bzw. werden vom *Robulus-Schlier s. l.* überlagert, der seinerseits lokal noch weiter in das Kristallingebiet eindringt. Die grauen, feinsandig-glimmerigen, dünnschichtigen Mergel mit Mehlsandschichtbelägen, Pflanzenhäcksel und selten Mergelsteinkonkretionen sind im Norden und Osten recht einheitlich ausgebildet, von einer mächtigen, feinkörnigen, glimmerigen, ungeschichteten Sandeinschaltung mit Mergellinsen und häufigen ungeordneten Mergelplattelschotterhorizonten abgesehen = *Enzenkirchener Sande,* denen im Süden die *Atzbacher Sande* vergleichbar sind. Stärkere fazielle Differenzierung und stratigraphisch höher reichende Schichtfolge im zentralen und westlichen Becken der Äußeren Molasse ermöglichen dort eine Detailgliederung. Nördlich von Salzburg ist es eine Wechsellagerung von marinen Schottern und Konglomeraten (Quarz, Kristallin) mit mergeligen Sanden und Sandsteinen = *Sand-Schotter-Gruppe.* Gegen Osten geht diese gröbere Fazies in eine feinere sandig-mergelige über (Raum Vöcklabruck – Ried), darin *Robulus-Schlier s. l.* (Vöcklaschichten – Atzbacher Sande – Ottnanger Schlier), *Rotalienschlier* (Rieder Schichten) und *Glaukonitische Serie* (Mehrnbacher Sande – Braunauer Schlier – Treubacher Sande) unterscheidbar sind. Bei Ottnang nordwestlich Attnang befindet sich der Holostratotypus des Ott-

nangs. Die in den Hangendpartien brackisch-marinen Faunen werden zunehmend dürftiger und zeigen damit augenfällig die einsetzende Abschnürung der Paratethys vom Weltmeer und die dadurch ungünstiger werdenden Lebensbedingungen für Meeresorganismen an. Die darauf folgenden brackischen *Oncophora-Schichten* (hellgraue sandige Tonmergel und gelbgraue tonige Feinsande mit entsprechendem Fossilgehalt) verweisen durch ihre zumindest teilweise transgressive Auflagerung über örtliches Erosionsrelief (ähnlich wie in Niederösterreich S der Donau!) auf die eigentliche Ursache der Verlandung des Areals – den alpinen Deckenschub. Verschiedentlich auftretende euhaline Faunenelemente (Foraminiferen, gewisse Bivalven und Fische) lassen temporäre Kontakte zum Meer im Osten notwendig erscheinen, ohne daß deshalb der endemische Charakter der Faunenevolution insgesamt nachhaltig beeinträchtigt worden wäre.

Karpat bis Pannon: Nach der endgültigen Trockenlegung des Beckens der Äußeren Molasse erfolgte auf der durch Erosion reliefierten Oberfläche der Innviertler Serie die Ablagerung der *Serie Kohleführender Süßwasserschichten,* die das infolge Abtragung sicherlich stark reduzierte östliche Ende der aus Bayern hereinstreichenden *Oberen Süßwassermolasse* darstellt. Es ist eine bunte Folge von Tonen und Sanden mit bedeutsamen Kohlenlagern in verschiedenen Horizonten. Im Trimmelkamer Kohlenrevier stehen die ältesten fossilführenden Süßwasserschichten an (?tiefes Baden). Die von den Pramquellen im Haager Rücken (nordöstlicher Hausruck) seit langem im Hangenden davon bekannten Quarzite und Quarzitkonglomerate konnten über umgelagerte Reste im Hausruck- und Innviertel bis an den Nordrand des Molassebeckens (Taufkirchener Bucht) mit den *Pitzenbergschottern* und diese wiederum mit den Quarzrestschottern bzw. dem Nördlichen Vollschotter in Bayern in Beziehung gebracht werden. Es ist alpines Flußmaterial des höheren Badens bis tieferen Sarmats. Die auffällige Verkieselung der obersten Meter im Schichtstoß wird neuestens mit dem Kieselsäureregen in der Schweifregion des Ries-Kometen in Zusammenhang gebracht. – Zum palynologisch mit Obermiozän (Sarmat) datierten *Radegund-Höring-Munderfinger Kohlenflöz* gehört noch eine schotterige Serie mit Sand- und Tonlagen (Weilhart Forst – Kobernaußer Wald). Altersgleiche Flußschotter alpiner Herkunft sind wieder aus der Bucht von Taufkirchen am Massivrand zu melden. Die *Steinbergschotter* weisen eine Reihe von offensichtlichen Gemeinsamkeiten mit dem Südlichen Vollschotter Bayerns auf (Obersarmat). – Die *Kohlenserie im Hausruck* sowie die *Hausruck-Kobernaußerwaldschotter* lieferten Säugetierreste pannonischen Alters.

Tektonik

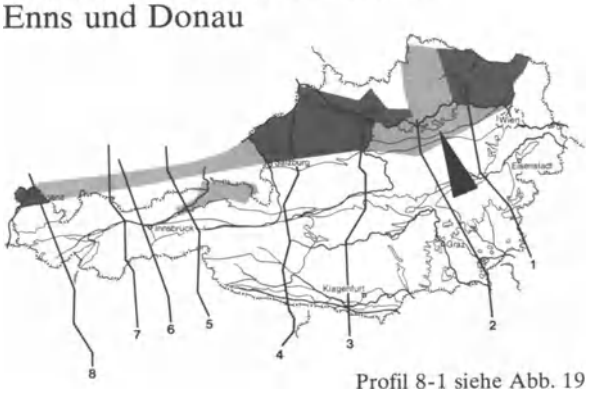
Der Untergrund der Zentralen und Äußeren Molasse (Kristallin der Böhmischen Masse und deren paläo-mesozoischer Sedimentmantel) wird wie der Massivrand durch prätertiäre NW-SE-streichende und nach Südwesten einfallende Brüche in mehrere durch (begrabene) Höhenrücken voneinander getrennte Becken gegliedert (ein besonders markantes Strukturelement stellt das aus Bayern hereinziehende Landshut-Neuöttinger Hoch vor). Unbedeutende Nachbewegungen sind teilweise bis ins Eger bekannt.

Über die geodynamischen Ereignisse innerhalb der Inneren Molasse dieses Abschnittes liegen kaum Nachrichten vor. Bei überregionaler Betrachtung läßt sich jedoch deren Ablauf rekonstruieren. Die Geschehnisse decken sich dabei mit jenen des im unmittelbar anschließenden Kapitel beschriebenen Raumes und mögen dort nachgelesen werden. – Die Altsavische Phase an der Wende Oligo-/Miozän schaltete den auf Helvetikum ruhenden „Urmolassetrog" = Innere Molasse aus. Der gewaltige Bewegungsakt ist auch in der Äußeren Zentralen Molasse und der gesamten Äußeren Molasse bis an den gegenwärtigen Molassesaum an der Böhmischen Masse als beckenweite Diskordanz zum Obereger hin aufspürbar. – Die fortgesetzte Unterströmung des Vorlandes nach Süden führte während der Jungsavischen Dislokation an der Erdoberfläche zu weiteren Überschiebungen. Es kam zur Bildung der peripheren Schuppenkörper von Innerer über Äußerer Zentraler Molasse (und damit zur Abdeckung letzterer), wobei das besondere Untergrundrelief für den auffallend weiten Nordvorstoß dieser Zone im Raume von Perwang verantwortlich sein mochte. Weitere zuschreibbare Auswirkungen waren am nördlichen Beckenrand der fazielle Wechsel von den Jüngeren Linzer Sanden zum Älteren Schlier mit dazwischen nachgewiesener Phase des Trockenfallens und der Reliefgestaltung, im Südwesten der Äußeren Molasse die transgressive Überlagerung der Schuppen der Inneren Zentralen Molasse durch hohes Obereger, das Ende der West-Ostgerichteten, seit dem Rupel währenden Zerrungstektonik in der Zentralen und Äußeren Molasse (deren syn- und antithetische Bruchsysteme wichtige Ölfallen sind), sowie die in der ganzen Äußeren Molasse feststellbare Diskordanz zum Eggenburg hin. – Im Gegensatz zu den vorangegangenen Molassesedimenten zeigen nun die auf die Äußere Molasse beschränkten Haller und Innviertler Serien einen unsymmetri-

schen Muldenbau. Im östlichen Oberösterreich, im Gebiet südlich von Bad Hall, verschaffte sich noch die Jüngstsavische Bewegung Ausdruck durch zusätzliches Auf- und Anpressen von Innerer Zentraler Molasse gegen Gestörte Äußere Molasse. – Die randlichen Versteilungen miozäner Schichten der Gestörten Äußeren Molasse in Salzburg und im westlichen Oberösterreich zusammen mit lokal sogar überschiebungsähnliche Formen annehmenden Erscheinungen (z. B. Flachbohrung, Fraham N 6) gehören noch zu jenen hier bereits abklingenden sekundären Anpressungsphänomenen im Gefolge postsarmatischer Subduktionsansätze auf schweizerischem und süddeutschem Boden. Sie haben als Datum für das tatsächlich beobachtbare Jüngerwerden der letzten tangentialen Bewegungen am tektonischen Außensaum des Orogens gegen Osten keine Bedeutung.

Literatur: ABERER F. 1958, 1962; BRAUMÜLLER E. 1959, 1961; BRIX F. et al. 1977; FUCHS W. 1968, 1976b, 1977; GRILL R. 1937; GRILL R. & WALDMANN L. 1950; JANOSCHEK R. 1961, 1964, 1971; JANOSCHEK R. & GÖTZINGER K. 1969; KOLLMANN K. 1977; LEMCKE K. 1973; PREY S. 1958; RUTTE E. 1974; SCHAFFER F. & GRILL R. 1951.

3.2.4.2. Die Molasse zwischen Enns und Donau



Profil 8-1 siehe Abb. 19

Innerhalb dieses Ausschnittes wird die Molassezone namentlich zwischen Amstetten und St. Pölten sehr schmal. Die Nachbarschaft verschiedener geologischer Großeinheiten auf engstem Raum verleiht der Landschaft besondere Anmut. Mit deutlich erosiv beschnittenem Nordsaum erstreckt sich die Äußere Molasse zwischen Böhmischem Massiv und Orogen, im Süden vom peripheren Schuppenkörper der Inneren Zentralen Molasse gesäumt, in dessen nördlichem Ausstrich der tektonische Außenrand der Alpen zu liegen kommt. Eine Vorstellung vom Ausmaß der ursprünglichen Breite des Molassebeckens und von der Natur seines Untergrundes vermitteln die Vorkommen „Inneralpinen Schliers" (= Innere Molasse) im alpinen Deckengebäude sowie die Profildaten mehrerer Bohrungen. Die Zentrale Molasse dehnt sich über den Tiefenaufschluß Urmannsau 1 noch weiter nach Süden aus. Ihre Basis ist zumeist moldanubisches Kristallin, das lokal paläozoische Sedimentrelikte trägt. Östlich von St. Pölten scheint das Grundgebirge zumindest teilweise durch auftauchende moravische Anteile aufgebaut zu werden (Moosbierbaumer Granodioritmassiv, ?Mauerbach 1). Der „Urmolassetrog" der Inneren Molasse folgt schließlich im Süden der Zentralen Molasse. Seine Unterlage sind die helvetische Buntmergelserie (Oberalb bis Mitteleozän), das Mesozoikum der Grestener Klippenzone (Lias bis Neokom) und Kristallin, das kristallisationsgeschichtliche Beziehungen zu jenem des Moravikums in der Böhmischen Masse erkennen läßt. Eine Beschreibung der Gesteine an der Basis der Inneren Molasse ist in den entsprechenden Kapiteln anderen Ortes vorgesehen. Die prätertiären Ablagerungsreste im Bereiche der Zentralen Molasse, Äußeren Molasse und des im Norden angrenzenden Festlandes finden dagegen hier Erwähnung.

Stratigraphie

Der Molasseuntergrund (Zentrale und Äußere Molasse): Zwischen Enns und Donau sind bislang nur wenige Reste einer einstigen paläo-mesozoischen Sedimenthülle über *böhmischem Kristallin* bekannt geworden. Relikte der *Permokarbondecke* durchteufte im Westen die Bohrung Kürnberg 1. Die Tonsteine und Quarzsandsteine mit Phyllitbröckchen werden dem Karbon zugeschrieben. – Der nördliche Erosionssaum der marinen mesozoischen Schichtfolge Oberösterreichs wird an der Enns abrupt nach Süden abgedrängt (Hainbuch 1, Behamberg 1). Im Osten erreichte die Aufschlußbohrung Mauerbach 1 noch *Lias* und *Dogger* (sowie fraglichen Malm) des jenseits der Donau breit entwickelten Waschberg-Steinitzer Troges. Diese Ablagerungen sollen im nächsten Abschnitt näher behandelt werden. – Im Bereiche des nördlichen Festlandes streichen aus dem südböhmischen Wittingauer Becken terrestrische limnofluviatile Süßwasserschichten nach Österreich herein. Bei Gmünd und das Lainsitztal aufwärts gegen Weitra ist eine Serie sandiger bunter Tone in inniger Verzahnung mit verschieden körnigen Sanden und Feinkonglomeraten erwiesen. Diese *Gmünder Schichten* liegen teilweise auf kaolinisiertem Grundgebirge und entsprechen in Böhmen den *Klikauer Schichten.* Ehemals für tertiäre Ablagerungen gehalten, werden sie jetzt auf Grund von Florenbestimmungen in die Oberkreide (tieferes Mittelsenon) eingestuft. –

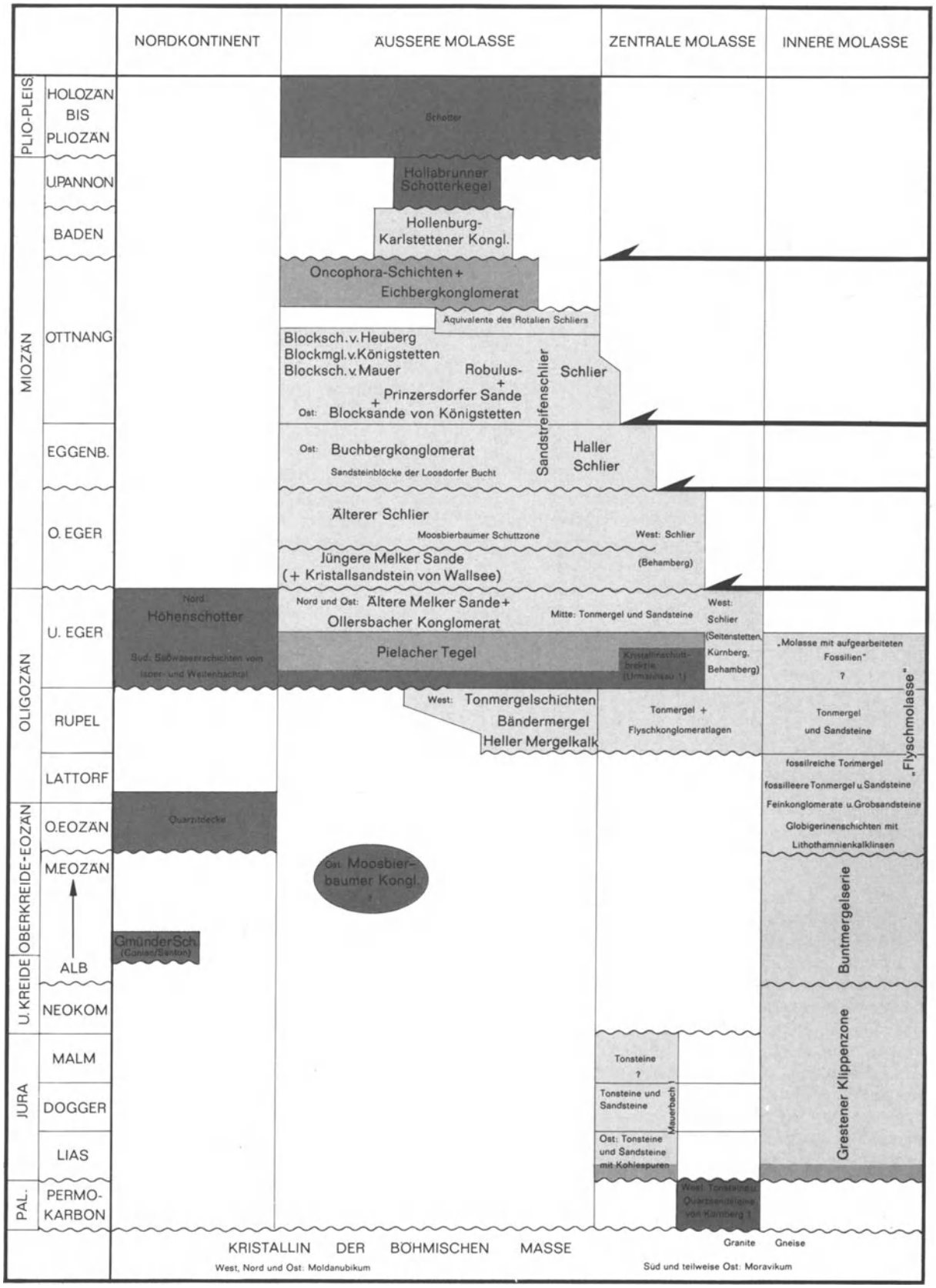


Abb. 33. Die Schichtfolge der Molasse und ihres Untergrundes zwischen Enns und Donau unter Rücksichtnahme der jungalpidischen Molasseevolution

Das Alter des am Moosbierbaumer Sporn unter einer bis 40 m mächtigen Riesenblocklage vor der Abtragung bewahrten und bis in die Gegend von Grafenwörth gegen Nordwesten belegten *Moosbierbaumer Konglomerates* im Molasseuntergrund ist noch ungeklärt. Das bis 300 m anschwellende fossilleere Sediment erfüllt Reliefwannen der Kristallinoberfläche und besteht aus wohlgerundeten Grundgebirgsgeröllen mit ziegelrotem Bindemittel, das örtlich auch durch Kaolin ersetzt sein kann. Regionalgeologisch könnte das Konglomerat noch zu jenen Absätzen vor der Molassezeit gehören (die hier in der Äußeren Molasse erst mit dem Eger beginnt). Sollte es sich aber als an die Molassesedimentation gebunden herausstellen, dann erscheint bei weiträumiger Betrachtung geodynamischer Vorgänge dem Verfasser heute seine Zuordnung zum terrestrisch-limnofluviatilen bis brackisch-marinen Ablagerungszyklus des ingredierenden Unteregers naheliegender als zu dem des Obereozäns, dessen Verbreitung viel südlicher zu suchen ist. – Wieder als isolierte Reste von Ablagerungen am Südrand des Nordkontinentes können die im Raume Gföhl – Donautal zum Teil dislozierten Vorkommen brauner bis graugelber *Quarzite* betrachtet werden, die vormals als weite Quarzitdecken von Südböhmen vermutlich bis ins Waldviertel reichten. Im Wittingauer und Budweiser Becken bilden die Quarzite das Hangende der terrestrischen *Lipnitzer Schichten.* Floren gestatten dort eine ungefähre Datierung ins Eo- bis Oligozän.

Die Molassesedimente

Obereozän: Damals war das Meer wohl fast ausschließlich auf den schmalen Trog der helvetischen Buntmergelserie eingeengt. Das gleichzeitige weite Vordringen der See über das Vorland hinaus bis in die Äußere Molasse westlich der Enns nahm an der in diesem Abschnitt tief nach Süden vorspringenden Böhmischen Masse rasch ein Ende. Über das Geschehen dort in der Inneren Molasse unterrichten die bekannten Vorkommen inneralpiner Molasse (insbesondere jenes von Rogatsboden) sowie die Bohrungen Texing 1 und Urmannsau 1. Fossilreiche Mergel des Obereozäns mit kleinen klastischen Einschaltungen von Lithothamnienkalken mit Nummuliten erinnern an gleichalte Globigerinenschichten in den Karpaten. Die darauf folgenden Grobsandsteine und Feinkonglomerate im Süden mit Umlagerungsprodukten aus Helvetikum und Buntmergelserie sowie die hangenden fossilleeren Tonmergel-Sandsteinschichtkomplexe in flyschartiger Ausbildung könnten mit der Flyschmolasse des Westens verglichen werden und etwa dem Obereozän bis tieferen Lattorf entsprechen.

Lattorf: Fossilreiche Mergel mit häufigem Lithothamniendetritus ohne Nummuliten (aber mit vielen umgelagerten Faunenelementen) dieses Alters sind gleichfalls nur aus der Inneren Molasse (Rogatsboden) gemeldet.

Rupel: Fossilärmere Tonmergel-Sandsteinsequenzen mit Fischresten und lithologischen Analogien zu den bayerischen Tonmergelschichten im Fenster von Rogatsboden sowie Tagesaufschlüsse im „Schlieraufbruch" von Texing und Kernmärsche aus den Bohrungen Texing 1 und Urmannsau 1 in Tonmergeln und Sandsteinlagen mit Foraminiferenfaunen bar jeglichen Planktons kamen im Bereiche der Inneren Molasse zur Ablagerung. Der „flyschartige" Charakter der Molassesedimente nimmt gegen Norden ab (Urmannsau 1). In der Zentralen Molasse (Innere Zentrale Molasse: Oberflächenproben aus der Umgebung von Seitenstetten und Allochthon der Bohrung Seitenstetten 1; Äußere Zentrale Molasse: Autochthon der Bohrung Seitenstetten 1) sind es fossilführende Tonmergel mit Fischresten und gelegentlichen Konglomerateinschaltungen. Die Foraminiferenfaunen unterscheiden sich von solchen der Inneren Molasse durch ihre Planktonführung. Im äußersten Westen der Äußeren Molasse dieses Molasseausschnittes sind in den Aufschlüssen Hainbuch 1 und Behamberg 1 noch *Heller Mergelkalk, Bändermergel* und *Tonmergelschichten* durchörtert worden.

Untereger: Sedimente dieses Alters sind im Trogabschnitt der Inneren Molasse nicht sicher bestätigt. Doch könnten in Rogatsboden etwa die *„Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien"* und hangende Tonmergel-Sandsteinfolgen in den Bohrungen Texing 1 und Urmannsau 1 aus tektogenetischen Erwägungen noch eine derartige Einstufung erfahren. Die wenig aussagekräftigen Mikrofaunen sprächen nicht dagegen. In der Inneren Zentralen Molasse (Allochthon von Seitenstetten 1) ist gleichfalls ein gewisser Anteil des Unteregers an den Tonmergeln nicht auszuschließen. Im jüngstsavischen Schuppenkörper von Innerer Zentraler Molasse östlich der Traisen sind schon Schürflinge in Äußerer Molasse-Fazies hochgepreßt (Pielacher Tegel und Ältere Melker Sande mit dem lokalen, Kristallingerölle bergenden *Ollersbacher Konglomerat).* Die Bohrungen Kürnberg 1 und Behamberg 1 haben in der autochthonen Molasse (= Äußere Zentrale Molasse) *Schlier* der *Unteren Puchkirchener Serie* angetroffen. Im gleichen Bereich (nur weiter im Osten) durchteufte die Urmannsau 1 Tonmergel und Sandsteine über einer Kristallinschuttbrekzie mit oberoligozänen Pollen. Im Norden trafen Texing 1, Perschenegg 1 und Mauerbach 1 dar-

über Tonsteine mit Kohlespuren und feinkörnige Quarzsandsteine an, die schon der Fazies der Äußeren Molasse nahekommen, wo das Untereger weite Verbreitung hat. Damals drang das Meer tief in das reliefierte Böhmische Kristallin ein. Terrestrisch-limnische bis marin-brackische bunte, örtlich sehr fossilreiche und nicht selten abbauwürdige Kohlenflöze führende Tone und tonige, fein- bis grobkörnige Sande des *Pielacher Tegels* verzahnen sich mit faziell verschieden ausgebildeten Süßwasserschichten des Nordkontinentes (z. B. Ysper- und Weitenbachtal). Zu letzteren mag vielleicht die ehemals weitflächige, heute erosiv stark beschnittene überlieferte Schotterüberstreuung (= *Höhenschotter*) im Waldviertel zwischen 580 und 700 m Seehöhe zu zählen sein. Mit Wechsellagerung oder scharfer Grenze folgen auf den Pielacher Tegel die weißen bis gelben, feinkörnigen *Älteren Melker Sande,* die faziell und stratigraphisch mit den Älteren Linzer Sanden korrespondieren. Pielacher Tegel und Ältere Melker Sande (= *Melker Schichten*) sind auch im Untergrund des südlichen Tullner Bekkens bekannt.

Obereger: Mit der Altsavischen Phase waren die Innere Molasse und südliche Teile der Zentralen Molasse durch Subduktion ausgeschaltet worden. Beckenweite Diskordanzen der Hangendschichten in den noch freien Arealen von Zentraler und Äußerer Molasse zeugen von den Ereignissen. In der westlichen Äußeren Zentralen Molasse dieses Molasseabschnittes erreichte die Bohrung Behamberg 1 noch *Schlier* der *Oberen Puchkirchener Serie.* Im Autochthon von Texing 1 läßt sich schon die nördliche Fazies der Äußeren Molasse fassen: *Jüngere Melker Sande* und *Älterer Schlier.* Im Osten, in den Aufschlüssen Perschenegg 1 und Mauerbach 1, beobachtete man Älteren Schlier. In der Äußeren Molasse sind vorläufig die mit Erosionsdiskordanz auf Untereger abgelagerten Jüngeren Melker Sande nur aus dem Gebiet Nordwest St. Pölten kartiert, wo auch die Zweigliederung des Melker Sandkomplexes erstmals erfolgt war. Sie müssen jedoch regional weitere Verbreitung besitzen oder besessen haben, wie das Vorkommen in der Loosdorfer Gegend und der *Kristallsandstein von Wallsee* bekunden, der wie der Perger Sandstein nur ein größeres Areal kalkig verfestigter Jüngerer Melker Sande darstellt, die in Ausbildung und Alter den Jüngeren Linzer Sanden vergleichbar sind. Darauf liegt wieder nach kurzer Regression und Oberflächenformung in der Äußeren Molasse der Ältere Schlier, der auch direkt älteren Untergrund transgressiv überschritt. In Aufbau und stratigraphischer Stellung stimmt er mit dem Oberösterreichs überein, lediglich die Phosphoritführung verschwindet nahezu gänzlich. Eine besondere basale Einschaltung von kristallinen Geröllen und dichten, grauen und grünen Sandsteinen (als küstennahe Schuttzone gedeutet) war in den Bohrungen Moosbierbaum K2 und K5 entdeckt worden. Der Ältere Schlier ist zwischen Enns und Donau weit verbreitet, tritt aber östlich der Traisen nur mehr im Untergrund des Beckens auf.

Eggenburg: Das Meer, damals innerhalb des vorliegenden Molasseausschnittes auf Äußere Molasse und nördliche Partien der Zentralen Molasse zwischen Böhmischem Massiv und Orogen eingezwängt, sorgte als schmaler Schlauch für die Verbindung der marinen Gebiete im Westen und Osten. Der *Haller Schlier* quert gegen Osten die Enns, verliert sich indessen ostwärts im unaufgegliederten Sandstreifenschlier (Eggenburg – Ottnang), da zwischen Enns und Donau modernere flächenhafte Kartierungen fehlten. In letzter Zeit hatte aber eine Differenzierung der Schichtfolge im Osten schon Erfolg. Der Haller Schlier und seine sandreicheren Äquivalente im Osten nehmen zumeist die südlicheren Anteile des Verbreitungsareals des Sandstreifenschliers ein, also die noch freien Bereiche der Zentralen Molasse (Texing 1, Mauerbach 1). Die phasenhaft ruckweise Verjüngung des tektonischen Orogenaußenrandes läßt Eggenburg auch noch in jüngeren (jüngstsavischen) Schuppenkörpern der Inneren Zentralen Molasse innert Ybbs und Tulln in Erscheinung treten, wobei in der Umgebung von Neulengbach auf die massive Einschaltung des *Buchbergkonglomerates* mit Flyschgeröllen aufmerksam gemacht werden soll. In der Äußeren Molasse weicht das Eggenburg nicht wie im Westabschnitt augenfällig regressiv zurück. Nur im Ottnang der Loosdorfer Bucht gefundene umgelagerte fossilreiche *Sandsteinblöcke* mit einer mit Fels am Wagram identischen Fauna lassen einst am heutigen Massivsaum bestehendes Untereggenburg vermuten. Die Südküste des Meeres kann von der Enns bis ungefähr zur Ybbs mit dem gegenwärtigen tektonischen Alpenrand (= Außenfläche der Inneren Zentralen Molasse) und weiter ostwärts mit einer Linie etwas südlich der beiden Tiefenaufschlüsse Texing 1 und Mauerbach 1 definiert werden.

Ottnang: Robulus-Schlier s. l. baut in der Äußeren Molasse vermutlich die massivrandnäheren Bereiche des noch undifferenzierten Miozänschliers von der Enns bis zur Mank auf. Östlich davon konnte er mikropaläontologisch und lithologisch als solcher eindeutig identifiziert werden. Im Südosten des Dunkelsteiner Waldes stößt er sogar weit ins Kristallin vor. Traisen-ostwärts ist er über Schildberg, Haspelwald etc. bis zum Auberg nachgewiesen, und seine Existenz in den

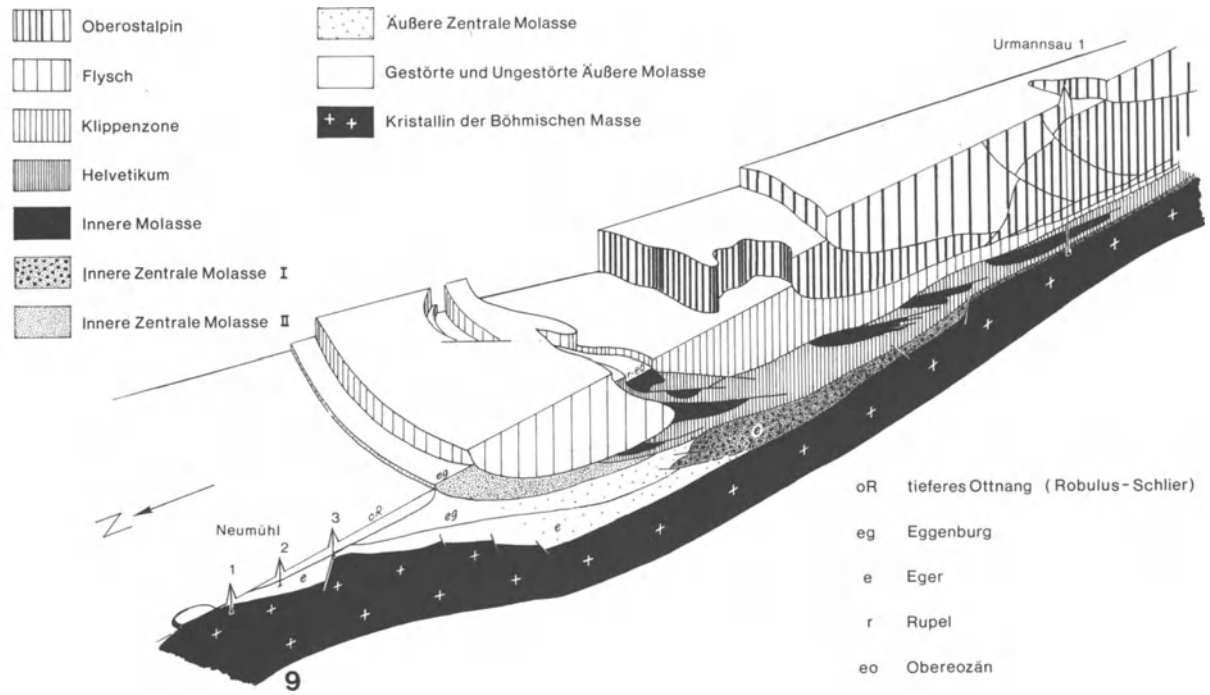


Abb. 34. Deutung der tektonischen Situation der Molasse im Schnitt Urmannsau 1 – Neumühl 1; Blockdiagramm von W. FUCHS, 1976, Taf. 2, Fig. 9, nach einem Profil von A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967

unaufgegliederten Bohrprofilen des südlichen Tullner Beckens zwischen den Oncophora-Schichten und dem Eggenburg ist naheliegend. Die *Blockschichten von Mauer* (bei Melk; submarine Muren aus lokalem Kristallinmaterial und den seltenen fossilreichen Sandsteinblöcken des Untereggenburgs) und die *Blockmergel von Königstetten* (Flyschkonglomerate mit z. T. sehr großen „Kristallinfindlingen", deren Herkunft aus verschiedenen blockführenden Schichten des Flysches ableitbar ist), denen auch die Konglomerate der Murstetten 1 und Moosbierbaum K2 sowie die *Blockschichten vom Heuberg* (Kristallinblöcke) zuordenbar wären, repräsentieren bemerkenswerte Lokalschüttungen. Regionale Wichtigkeit haben die *Prinzersdorfer Sande,* die stratigraphisch und faziell den Atzbacher bzw. Enzenkirchener Sanden des Westens gleichen. Die *Blocksande von Königstetten* sind eine grobe Flysch- und Kristallingerölleinschaltung lokaler Art in den Prinzersdorfer Sanden. Das Vordrängen des tektonischen Alpenrandes im Osten führte dazu, daß der Robulus-Schlier östlich der Tulln an den Orogensaum heranstreicht und bei Königstetten in den äußeren altsteirischen Schuppenkörper von Innerer Zentraler Molasse einbezogen wurde. Eine kartierbare Tonfolge, die zwischen Robulus-Schlier im Liegenden und den Oncophora-Schichten im Hangenden konkordant vermittelt und somit den *Rotalienschlier* des Westens hier als Zeitäquivalent vertritt, ist aus dem Nordgehänge des westlichen Haspelwaldes beschrieben. Auch sie ist in den meisten Bohrprofilen des südlichen Tullner Beckens anzunehmen. Darauf folgen ohne Störung in der Äußeren Molasse ab St. Pölten gegen Osten die mächtigen *Oncophora-Schichten,* eine Wechsellagerung feinsandig-glimmeriger Tone und feinkörniger toniger Sande mit z. T. fossilführenden Quarzkieslagen. Als lokale Bildung darin sei das *Eichbergkonglomerat* mit ausschließlich Flyschkomponenten erwähnt. Die im Rotalienschlier ablesbare beginnende Abschnürung der westlichen Paratethys vom offenen Meer erreicht jetzt nach einigen anfänglichen Unterbrechungen ohne nachhaltige Folgen Höhepunkt und Abschluß im marin-brackischen bis limnischen Milieu dieser Schichten. Das transgressive Übergreifen der Oncophora-Schichten auf älteren Untergrund am Ostrand des Dunkelsteiner Waldes nach kurzer Regressions- und Erosionsphase mag seine Ursache im jungen Deckenschub von Süden her finden.

Baden: Während jener Zeit verblieb die Molasse zwischen Enns und Traisen schon Festland. Lediglich N St. Pölten überschritt das neuerlich diesmal von Nordosten eindringende Meer die Donau. Es kam dort zur Ablagerung des *Hollenburg-Karlstettener Konglomerates.* An der Donau treten in den blaugrauen marinen Mer-

geln des höheren Unterbadens (Obere Lagenidenzone) gegen Süden rasch immer häufiger und bald vorherrschende mächtige, kalkig zementierte Kalkalpen- und Flyschschotter einer „Vortraisen" auf. Das überlieferte Areal der gewaltigen Geröllplatte ist jedoch insgesamt sekundär im marinen Milieu umgelagert worden, da sämtliche Flußschüttungsgefügemerkmale verloren sind und selbst die wenigen im Süden noch auffindbaren Mergellinsen im Konglomerat marine Mikrofaunen ergeben.

Pannon: Hochgelegene mächtige, vorwiegend feinkörnige Quarzschotter südwestlich Baumgarten bei Mautern stellen flächenmäßig geringe Reste des nördlich der Donau sich weit entfaltenden *Hollabrunner Schotterkegels* dar.

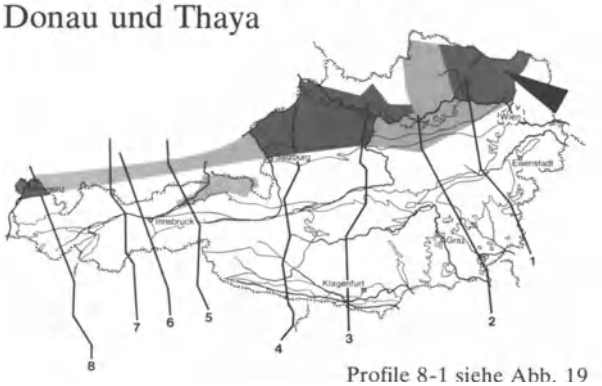
Tektonik

Über den präjungalpidischen tektonischen Bau des Untergrundes von Innerer und Zentraler Molasse ist noch kaum etwas bekannt. In der Äußeren Molasse werden die vortertiären NW-SE-streichenden Bruchbahnen schon etwa ab der Ybbs von der nun dominierenden Richtung NE-SW abgelöst. Ein besonders auffallendes Element ist die Diendorfer Blattverschiebung. An manchen der Störungslinien konnten unbedeutende Nachbewegungen während des Savischen Orogenzyklus beobachtet werden.

Die im Zuge der Illyrischen Phase abgeschlossene Subduktion des Penninikums ließ für das Meer nur noch den schmalen Raum des Buntmergeltroges offen. Die in der Schweiz und Süddeutschland als neuerliche weitgreifende Verschluckungen jetzt helvetischer Kruste erweisbaren Pyrenäischen und Helvetischen Dislokationen äußerten sich hier bloß in Sedimentationsunruhe und Faziesänderungen. Es kam zu keinen raumverengenden Prozessen. – Mit den Altsavischen Bewegungen verschwand die Innere Molasse unter dem im Süden befindlichen konsolidierten Festland durch Unterströmung. Schon vorher hatten sich die bevorstehenden Ereignisse durch die weit nach Norden (Zentrale Molasse und Äußere Molasse) vorgetragene Meeresexpansion über das bis dahin landfeste „Vorgebirge" der südlichen Böhmischen Masse abgezeichnet. – Die Jungsavische Phase im ausklingenden Oligozän schuf innerhalb dieses Molasseabschnittes einen ersten Schuppenkörper von Innerer Zentraler Molasse, welcher mit jenem in Oberösterreich identisch ist und bis ungefähr zur Ybbs heute mit seiner Außenfläche die wahre tektonische Orogenbegrenzung markiert. Durch die nordwärts gleitenden Decken wurden synchron Innere Molasse und deren Basis von Buntmergelserie und Grestener Klippenzone abgeschert und disloziert und der vormalig enge stratigraphische Verband der drei Einheiten tektonisch zerschnitten. – Östlich der Ybbs aber drängte die Jüngstsavische Dislokation im Verlaufe des alpin-karpatischen geodynamischen Anpassungsvorganges den tektonischen Alpenrand diesmal schon unter Einbeziehung eggenburgischer Schichten über den zuvor gebildeten Schuppenbau hinweg weiter gegen das Massiv, dabei ein jüngeres peripheres Schuppenelement von Innerer Zentraler Molasse formend, und begrub gleichzeitig Sedimente des Eggenburgs in der Äußeren Zentralen Molasse unter dem alpinen Deckengebäude (Texing 1, Mauerbach 1). – Östlich der Tulln wird das phasenhaft ruckweise Vorrücken der alpinen Decken und damit die belegbare „Verjüngung" des tektonischen Alpenrandes nochmals augenfällig. Dort wurde bereits Robulus-Schlier von den Bewegungen der Altsteirischen Phase erfaßt und in einer dritten Randschuppe von Innerer Zentraler Molasse gegen das Vorland verschleppt, die beiden älteren Körper von Innerer Zentraler Molasse vermutlich in der Tiefe zurücklassend. Als gleichlaufende Anpreßungsphänomene sind die Aufschiebungen von St. Pölten und Anzing – Waltendorf zu werten. – Offensichtlicher Ausdruck des kurzfristig aufeinander folgenden gesteigerten geodynamischen Geschehens im unmittelbaren südlichen Nahbereich sind wohl die häufigen im stratigraphischen Teil angeführten vornehmlich Flyschkonglomerate dieses Raumes in Zentraler und Äußerer Molasse.

Literatur: Brix F. & Götzinger K. 1964; Brix F. et al. 1977; Faupl P. 1975; Fuchs W. 1964, 1972, 1976a, b, 1977; Grill R. 1947, 1958, 1960; Grill R. & Küpper H. 1954; Grill R. & Waldmann L. 1950; Kapounek J. et al. 1965; Kröll A. & Wessely G. 1967; Prey S. 1957; Schaffer F. & Grill R. 1951.

3.2.4.3. Die Molasse zwischen Donau und Thaya



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Allgemeines

Hier erfuhren im Jungalpidikum die Illyrisch-Savischen Bauphasen der Alpen entscheidende geodynamische Anpassung an jene jüngeren Sa-

visch-Moldavischen Verhältnisse der Westkarpaten. Das findet im Verein mit den geologischen Situationen der unmittelbar benachbarten Räume im Südwesten und Nordosten in Fazies und rekonstruierbarer Paläogeographie, vor allem aber in der auf relativ kurzer Distanz belegbaren, phasenhaft ruckweisen „Verjüngung" des tektonischen Außensaumes des Orogens begreifbaren Ausdruck. Schon ab St. Pölten war wieder eine stete Verbreiterung des Beckens der Molassezone bemerkbar, deren ungefähr an der Donau erreichten Ausmaße in etwa bis zur Thaya beibehalten werden. Auch da hat gegenwärtig die Äußere Molasse flächenmäßig den größten Anteil. Ihr Westrand ist mit dem transgressiven Übergreifen mariner Sedimente des Unteregers und Eggenburgs auf das Kristallin des Böhmischen Massives gegeben. Im Osten begrenzen sie die tektonisch in das Orogen noch einbezogenen Schuppenelemente der Waschberg-Vorfaltungszone als Innere Zentrale Molasse und die Waschbergzone s. s. als Innere Molasse, die sich im nahen Mähren in der Pausramer bzw. Steinitzer Einheit fortsetzen. Der wechselvolle geologische Aufbau der Molasseeinheiten untereinander, aber auch in Bezug zum Inneralpinen Wiener Becken im Osten tritt morphologisch in der weiten freundlichen Hügellandschaft kaum in Erscheinung. Die großflächige Bedeckung all dieser Gebiete durch gleichförmige jüngere Sedimente des Unterbadens bis Unterpannons verwischt zusätzlich etwaig vorhanden gewesene Unterschiede. Lediglich bedeutendere oberjurassische und eozäne Kalkareale in der Waschbergzone setzen als „Klippen" gewisse Landmarken. Infolge der jungen Absenkung des Inneralpinen Wiener Beckens verliert sich auch der morphologische Außenrand des Orogens (die Flyschgrenze) bald jenseits der Donau. Ausläufer der Äußeren Molasse des östlichen Alpensektors erreichten im Untereger noch zentrale Partien der Äußeren Molasse dieses Abschnittes bis zur Höhe von Hollabrunn (Porrau 2), sind aber am Massivrand noch viel weiter im Norden belegt (Horner Becken, Langau, ?Mähren). Über diese Randbuchten hinweg setzte dann im gesamten Molassebecken erst mit dem Eggenburg die Sedimentation ein. Ihre Basis ist das kristalline Grundgebirge der Böhmischen Masse (Moravikum) mit sporadischen permokarbonischen Sedimentresten. Im Liegenden der östlichen Hälfte der Äußeren Molasse ist seit 1959 eine gegen Osten immer mächtiger werdende und stratigraphisch fortlaufend jüngere Ablagerungen umfassende autochthone Serie von Gesteinen durch die rege Bohrtätigkeit erschlossen worden, die in der Zentralen Molasse bis zum Aufschluß der Poysdorf 2 in ungestörter Position nachgewiesen ist. Die morphologisch mehr oder weniger auffallenden sogenannten Klippen der Waschbergzone repräsentieren östlich anschließende, hangende, mit der aufruhenden Inneren Molasse abgescherte und dislozierte Anteile dieser mesozoischen bis alttertiären Unterlage. Die jurassischen Schichten streichen indes mit einiger Wahrscheinlichkeit noch weiter gegen Osten. Auf ihnen hatte ab der höheren Unterkreide eine deutlichere Trogdifferenzierung stattgefunden: So entstand damals im Bereich des künftigen Molassebeckens (Äußere – Innere Molasse) der breite Schelf des Waschberg-Steinitzer Faziesraumes. Daran schloß sich im Osten als schmaler und tieferer Meeresabschnitt das Helvetikum an, das in seiner Erstreckung heute erst in Spuren gefaßt ist. Verbindende Bausteine zwischen dem Subsilesikum (im polnischen Verständnis) jenseits der Beczwa und der Buntmergelserie im Süden der Donau bestehen zweifelsohne in der Zdauneker Einheit in Mähren und in noch abzuklärender Art vielleicht im „Flyschanteil" der Bohrung Schrattenberg 2 sowie in den bunten Tonmergeln des Oberalbs bis Untersenons südlich von Spillern. Von da ergab sich bei noch gleichbleibender Unterlage der Übergang in die Tiefsee der Flyschbecken.

Stratigraphie

Der Molasseuntergrund: Als Reste eines *permokarbonischen,* vorwiegend terrestrisch limnofluviatilen Sedimentmantels der *moravischen Basis* (Granite vom Typ Eggenburg und Maissau, Gneise, Amphibolite, Glimmerschiefer, Marmore etc.) sind in der Äußeren Molasse die ziemlich kleinflächigen Vorkommen von Tonschiefern mit Kohleschmitzen, Sandsteinen, Kalklinsen, Arkosen, Brekzien und Konglomeraten zu werten. Durch Floren und Faunen ist Rotliegendes belegt. Sie treten an der Oberfläche bei Zöbing, Pulkau und Unternalb auf, durch Bohrungen sind vergleichbare Schichten im Nordosten und Osten von Hollabrunn bekannt geworden (Mailberg 1, Porrau 1, Altenmarkt im Thale 1). Die sieben Eruptivgesteinslagen der Roggendorf 1 (Quarzporphyrite und Spilite) werden auf Grund des Habitus der sie begleitenden fossilleeren, stark verkieselten Sand- und Tonsteine ebenfalls mit Vorbehalt dem Jungpaläozoikum zugeordnet. – Fossilbelegte, teilweise mächtige Sand- und Tonsteine mit Kohlenspuren des *Lias* und Sand- und dunkle Tonsteine sowie Dolomite mit gelegentlichen Eruptivgesteinszwischenlagen (Porrau 2) des *Doggers* aus dem autochthonen Untergrund von Äußerer und Zentraler Molasse lassen über Mauerbach 1 durch faunistische und lithofazielle Beziehungen paläogeographische

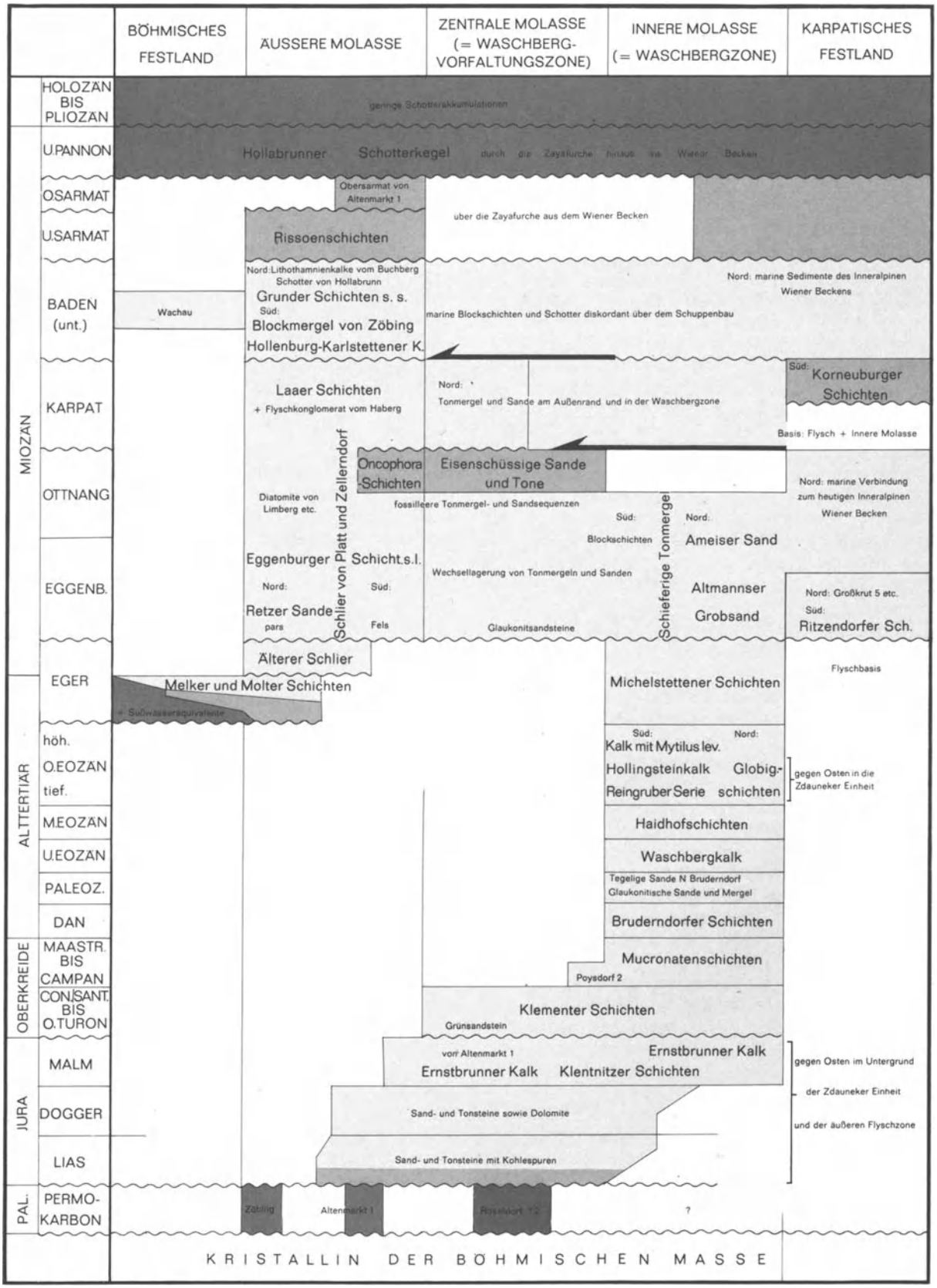


Abb. 35. Die Schichtfolge der Molasse und ihres Untergrundes zwischen Donau und Thaya unter Berücksichtigung der jungalpidischen Molasseevolution

Verbindungen zur Grestener und Hauptklippenzone im heute alpinen Raum erkennen *(Grestener Schichten)*. – Verbreitete Kalk- und Tonmergel und seltener helle fossilreiche Riffkalke sind aus dem Waschberg-Steinitzer Trog im Bereiche der Äußeren Molasse bis hin zur Inneren Molasse als dominierende Sedimente des Malms erwiesen. Innerhalb der großräumigen pelitischen Beckenfazies der *Klentnitzer Schichten* entwickelten sich auf vereinzelten Hochzonen des ausgeprägten Grundgebirgsreliefs lateral die charakteristischen hellen Seichtwasserabsätze des *Ernstbrunner Kalkes,* der in der dislozierten Inneren Molasse vor allem in den gewaltigen „Klippen" von Ernstbrunn und Falkenstein zutage tritt, aber auch im Tiefenaufschluß Altenmarkt im Thale 1 im Untergrund der Äußeren Molasse erbohrt worden ist (diese liegenden Partien werden neuestens als *Altenmarkter Schichten* abgetrennt). Die Gesteine haben keine Pendants in den Alpen, dagegen bieten sich Analogien mit den Klippen in der mährischen Flyschzone an (Stramberg). – Seit den Einwänden mikropaläontologisch arbeitender Geologen der Geol. Bundesanstalt, die sich auf biofazielle Vergleiche mit den megafossilbelegten Verhältnissen aus dem Raum Nikolsburg abstützten, wird das Nothsche Hauterive der Korneuburg 2 den Klentnitzer Schichten zugerechnet. Somit ist im gesamten Areal des mesozoischen Sockels bislang Unterkreide nicht vertreten. – Über dem Oberjura transgrediert innerhalb der Zentralen Molasse (autochthoner Sockel) und Inneren Molasse (Schuppen der Waschbergzone) eine stratigraphisch fast kontinuierliche gleichförmige Folge glaukonitischer Mergel und Sande der Oberkreide, die nur mikropaläontologisch untergliederbar ist. Lokal findet sich ein fossilleerer Grünsandstein (im Autochthon der Ameis 1) an der Basis der *Klementer Schichten* vor. Diese gehören mit ihrem mächtigeren Liegendteil dem Oberturon, mit einem schmächtigen Hangendkomplex jedoch schon dem Coniac/Santon an. Die Schichten stellen für den größten Teil der Zentralen Molasse die Grundfläche der Molassetransgression dar. – In der Inneren Molasse setzen lithologisch ähnlich ausgebildete Sedimente mit reichen Mikrofaunen ins Campan und Maastricht fort = *Mucronatenschichten*. Mit dem Campan reichen sie auch noch in die bis heute östlichste Zentrale Molasse hinüber (Poysdorf 2, oberstes Obercampan). Maastricht und Paläogen sind dagegen nur aus dem Schuppenbau der Waschbergzone bekannt. Sie kamen einst weiter im Osten vermutlich hauptsächlich im Bereiche der späteren Inneren Molasse zur Ablagerung.

Die Vorkommen von Paläogen sind in ihrer Erstreckung meist unbedeutend und in der Fazies sehr wechselvoll. Fossilreiche Mergelsandsteine, Feinsande, Glaukonitsandsteine und Lithothamnienkalke des Seichtwassermilieus bauen die *Bruderndorfer Schichten* des Dans auf. Davon konnten in letzter Zeit hangende stark glaukonitische Anteile mit oberpaleozänem Alter als *Zaya-Einheit* gesondert werden. – Die tegeligen Sande, die früher im Liegenden des Steinbruches N Bruderndorf aufgeschlossen waren, sind mit *Oberpaleozän* datiert. – Markante Landmarken bilden die wenigen Fundstellen von *Waschbergkalk,* gebankten Nummulitenkalken mit Mergelzwischenlagen und teilweise sehr großen Kristallinblöcken. Die reiche Fauna spricht für Untereozän (Cuis). – Die Kalke und Kalksandsteine der *Haidhofschichten* mit Bohnerzkörnern und Großforaminiferen werden in das (untere) Mitteleozän (Lutet) eingestuft. – Mannigfaltige Fazies sind im Obereozän zu beobachten. Die sandige *Reingruber Serie* dürfte dabei dem tieferen Obereozän nahestehen, während *Hollingsteinkalk, Kalk mit Mytilus levesquei* (= Niederhollabrunner Kalk) und *Pfaffenholzschichten* mit Quarz- und Kristallingeröllen lokale Ausbildungen des höheren Obereozäns vorstellen. Sie können mit dem Mautnitzer Kalk der Steinitzer Einheit in Mähren verglichen werden. Gleichen Alters sind auch die im Norden aus Mähren übergreifenden, flächenmäßig bedeutenderen gipsführenden Mergel und bunten Tone mit Einschaltungen von Menilitschiefern, Diatomiten und Kohleflözchen der *Globigerinenschichten.* – Auf eine Schichtlücke, die Lattorf und Rupel einnimmt, folgen die *Michelstettener Schichten* des Egers. Die hellen sandarmen Mergel sind am Außenrand der nördlichen Waschbergzone weit verbreitet. Ihre Fazies und Fauna sind von gleichalten Molasseschichten des benachbarten alpinen Raumes derart verschieden, daß sie allgemein noch zum Untergrund der Molasse gezählt werden.

Die Molassesedimente

Eger: Molasseablagerungen des Egers, nämlich *Pielacher Tegel* und *Ältere Melker Sande* des Unteregers sowie Tonschiefer bis Tonsteine von *Älterem Schlier* des Oberegers, reichen als buchtartige Ausläufer in einem „prächattischen" Relief von der Äußeren Molasse südlich der Donau in den südlichen, vor allem aber in den westlichen Teil der Äußeren Molasse zwischen Donau und Thaya herüber. Die untere Wachau bis Spitz und die Verlängerung über Trandorf und Pöggstall ist ein solcher (jetzt geologisch fundiert). Eine weitere Bucht erstreckte sich aus dem Kremser Raum über Droß in das Horner Becken, nach Langau und vielleicht sogar noch nach Mähren

hinein. Die fossilreichen *Molter Schichten* der Horner Gegend mit ihren faziellen Äquivalenten der *„Fossilleeren"* bzw. *„Fossilarmen" Serie* sind zufolge jüngster geologischer Befunde mit den Melker Schichten südlich der Donau zu parallelisieren (was früher in der mittlerweile schon klassisch gewordenen Periode geologischer Forschung in Österreich allgemein angenommen worden war). Im W-E-streichenden Abschnitt des Horner Beckens verzahnen sich die Molter Schichten mit limnofluviatilen Ablagerungen des Festlandes, die in Resten bis Heidenreichstein und Litschau anzutreffen sind. Ebenfalls dem Untereger zuzurechnen sind die Austern und Cerithien führenden *Tegel* und hangenden Quarzsande vom Judenfriedhof bei Kühnring W Eggenburg sowie der *„Liegendtegel"* und wohl auch teilweise Partien der *„Liegendsande"* im Weichbild von Eggenburg. Gewisse Anteile der *Retzer Sande* könnten doch – wie früher vermutet – den Melker Sanden entsprechen. Für eine Zugehörigkeit der *Kohlen von Langau* in das Untereger ist neben lithologischen Übereinstimmungen die Tatsache maßgeblich, daß abbauwürdige Kohlenflöze am gesamten Massivrand nur aus den Melker Schichten beschrieben werden. Jenseits des weit nach Süden vorspringenden Vorgebirges bei Absdorf entfaltete sich zungenförmig noch eine dritte Bucht in der südlichen Äußeren Molasse, die im Untereger (Melker Schichten) bis zur Höhe der Bohrung Niederrußbach 1, im Obereger (Älterer Schlier) indes bis Porrau 2 nach Norden vorgestoßen war. Die Verbreitung von Schichten des Egers weiter ostwärts ist bislang nicht bestätigt. Vielmehr scheint die Ostgrenze recht scharf nach Süden abzubiegen.

Eggenburg: Damals wurde das gesamte Bekken der in diesem Sektor erst jetzt entstehenden Molasse von Südwesten her überflutet. Das Meer transgredierte im Westen am Massivrand mit der faziell überaus vielfältigen und zumeist äußerst fossilreichen *Eggenburger Serie.* Aus ihrem Schichtumfang sind jedoch basale Glieder, wie Molter Schichten und deren Äquivalente, nicht nur milieumäßig, sondern in erster Linie stratigraphisch zu lösen. Die hochmarinen Küstensedimente des Miozäns von Eggenburg liegen als meist erosiv isolierte Vorkommen in alten Vertiefungen des Geländes. Die Faziestypen der *Eggenburger Schichten s. l.* sind mit vielen Lokalnamen behaftet. Davon reichen die *Loibersdorfer Schichten* (darin der Holostratotypus des Eggenburgs verankert ist) und die *Scutellensande* von Maria Dreieichen bis in das östliche Horner Becken. – Tieferen Anteilen gleichzusetzende Relikte sind am Fuße des Manhartsberges bis Wiedendorf und bei Fels am Wagram überliefert. Hieher gehören wohl auch gewisse fossilführende Partien der *Retzer Sande* (z. B. SW Unternalb). Eggenburg konnte gleichfalls in den basalen fossilarmen, dunkelgrauen, feinsandigglimmerigen Tonfolgen des *Schliers von Platt und Zellerndorf* festgehalten werden, der am östlichen Massivrand von Fels über Grübern, Limberg, Platt, Zellerndorf und die Obermarkersdorfer Bucht bis nach Südmähren zu verfolgen ist. – Als östliches Gegenstück zur strandnahen Fazies des tieferen Eggenburgs am Abfall der Böhmischen Masse können die faziell und faunistisch vergleichbaren *Ritzendorfer Schichten* auf dem östlichen Flyschrahmen des Korneuburger Beckens gelten. Die sandreichen und geröllführenden Tonmergel säumten einst das östliche Festland. – Im Beckeninneren (Äußere und Zentrale Molasse) ruhen auf Glaukonitsandsteinen als Transgressionshorizont mächtige Sequenzen wechsellagernder Sandsteine und Tonmergel. Gegen Osten im Bereich der Inneren Molasse erfolgt der Übergang in die Muldenfazies der *Schieferigen Tonmergel,* deren im Hinblick auf das tektonische Geschehen älterer Abschnitt eggenburgisch ist. Während im Süden Tonmergel gegenüber Sanden und Sandsteinen dominieren, verkehrt sich das Verhältnis nördlich der Zaya. Ein 200 m mächtiger gasführender Sandhorizont aus der Bohrung Ameis 1 wird als *Ameiser Sand* bezeichnet. Lokale Einschüttungen vorwiegend in den Tonmergeln des Südens sind *Blockschichten,* deren Komponenten Flysch und aus Flyschgesteinen stammendes, neuerlich umgelagertes Kristallin sind. Bei Altmanns vertreten in größerem Ausmaße die *Altmannser Grobsande* mit kleinen Quarz-, Kalk- und Glimmerschieferbrocken den Psephit. Erst bei Nikolsburg setzt die Blockführung wieder ein. Weitere bemerkenswerte, aber räumlich unbedeutende Einlagerungen stellen Menilitopallagen und verkieselte Tonpartien dar. – Im ganzen Molassebecken nimmt allgemein gegen das Hangende zu die Fossilführung bei gleichbleibender Lithologie drastisch ab, sodaß stratigraphische Grenzziehungen erschwert werden.

Ottnang: Die im höheren Eggenburg bereits erkennbare Entwicklung zu lithologisch einheitlichen, fast fossilleeren Schichtabfolgen kulminiert im Ottnang dieses Molasseausschnittes. Am Massivrand sind höhere Partien des *Schliers von Platt und Zellerndorf,* dessen eintönige Fazies vom Eggenburg bis ins Karpat begründet ist, hieher zu stellen. Das marine, wenn auch nicht immer lebensfreundliche Milieu blieb also im Westen bis ins Karpat ohne Unterbrechung gewahrt. Im Gebiet von Maissau – Limberg – Straning sind den Schliertonen beachtliche Körper von Diatomeenschiefern eingelagert. – Im

Süden und Südwesten der Äußeren Molasse sowie in der Zentralen Molasse müssen hangende Teile der fossilleeren Tonmergelserien über fossilbelegtem Eggenburg gemäß den südlich der Donau und in Mähren gesammelten Erfahrungen dem Ottnang angehören. Darauf liegen die mächtigen Sand- und Tonmergelsequenzen der brackisch-limnischen *Oncophora-Schichten* (Äußere Molasse) bzw. der *Eisenschüssigen Tone und Sande* der Waschberg-Vorfaltungszone (Zentrale Molasse). Am Wagram im Süden der Äußeren Molasse ist der lithologische Übergang von Oncophora-Schichten ins Karpat augenscheinlich. – Im Bereiche der Inneren Molasse zählen die jüngeren, nach einer ersten Einengungsphase auf dem embryonalen Schuppenbau muldenförmig diskordant abgesetzten *Schieferigen Tonmergel* wahrscheinlich zum Ottnang. – Gerade in diesem Molasseabschnitt wird besonders deutlich, daß die mit den Oncophora-Schichten dokumentierte beginnende Verlandung der Paratethys ungefähr südlich der Donau westwärts ihre Ursache im alpinen Deckenschub gegen das Vorland hin hatte.

Karpat: Im Westen und Süden der Äußeren Molasse geht das Karpat bei gleichbleibender Lithologie und fortdauernder Sedimentation aus Ablagerungen des Ottnangs hervor und ist nur in einer plötzlichen hochmarinen Fauneningression bemerkbar. Die Übergänge sind unter anderen in den Profilen von Platt (Schlier von Platt und Zellerndorf – Karpat) und vom Wagram (Oncophora-Schichten – Karpat) ersichtlich. – Im restlichen Areal der Äußeren Molasse setzt das Karpat nach einer im ausklingenden Ottnang vorübergehend eingetretenen Aussüßung und darauf folgender Verlandung und Sedimentationsunterbrechung als neuerliche marine Überflutung mit den *Laaer Schichten* ein. Diese vertreten das stratigraphisch tiefere Stockwerk der ehemaligen Grunder Schichten s. l. im Außeralpinen Wiener Becken. Es sind fossilführende sandige Tonmergel mit Feinsandlagen und Sandsteinkonkretionen. Das Flyschkonglomerat vom Haberg ist in jüngster Zeit als Grobschüttung in karpatischen Peliten erkannt. – Tonmergel und Sande, die Mergelsteine vom Sulzer Berg bei Staatz und Tone mit diatomitischen Lagen am Außenrand der Waschbergzone kamen damals im nördlichen Abschnitt der Zentralen Molasse zum Absatz und wurden von den Jungsteirischen Dislokationen in den Schuppenbau (= Innere Zentrale Molasse) peripher einbezogen. Vermutlich gleichalte fossilleere, faziell von den Schieferigen Tonmergeln abweichende und transgressiv den bisher angelegten Schuppenbau der Waschbergzone überlagernde Tonmergel im nördlichen Teil der Inneren Molasse wurden ebenfalls noch von den postkarpatischen Bewegungen erfaßt. Dagegen war der tektonische Bau im Süden zur Donau hin bereits vor dem Karpat abgeschlossen. Aus diesem Raum ist deshalb kein tektogenetisch unmittelbar dazugehörendes Karpat bekannt, will man von dem vorläufig vereinzelten Vorkommen von Laaer Schichten aus dem Autochthon der Bohrung Roseldorf 1 (= Äußere Zentrale Molasse) absehen. Während des höheren Karpats griff jedoch das Meer auf die südöstlich gelegenen festländischen Randketten des Orogens über und bedeckte etwa zwischen Donau und Ernstbrunn Innere Zentrale Molasse (= Waschberg-Vorfaltungszone), Innere Molasse (= Waschbergzone s. s.) und Flysch mit marin-brakkischen, z. T. fossilreichen Tonmergeln und Sanden = *Korneuburger Schichten.* Beträchtliche Teile blieben durch eine gebietsweise synsedimentäre und mit dem Ende des Karpats wieder erlöschende bruchartige Absenkung vor der Abtragung verschont (Korneuburger Becken, Bucht von Kreuzstetten).

Baden: Hieher gehören die *Grunder Schichten s. s.* der Äußeren Molasse, die mit Winkeldiskordanz auf flachem Oberflächenrelief den Laaer Schichten aufliegen und damit einen bedeutsamen geologischen Schnitt signalisieren. Die fossilreichen Tonmergel und Sande, lokal auch Lithothamnienkalke (z. B. vom Buchberg bei Mailberg) und Schotter (bei Hollabrunn) reichen transgressiv bis an den Massivrand und beinhalten dort Blockmergel (Zöbing). Im zentralen Becken der Äußeren Molasse sind beide Lagenidenzonen des Unterbadens anzunehmen. Mit der Oberen Lagenidenzone drang die See endlich auch in die Kremser Bucht und von dort fjordartig bis Spitz in das Kristallin der unteren Wachau ein. Knapp nördlich der Donau finden sich in den Tonmergeln noch letzte Ausläufer des *Hollenburg-Karlstettener Konglomerates.* – Das Meer des Unterbadens in der Äußeren Molasse setzte in die karpatische Vortiefe Mährens fort, hatte aber gleichfalls zum Inneralpinen Wiener Becken breite Verbindung. Diskordant über den verschiedenen Gesteinen des nun vollendeten Schuppenbaues von Innerer Zentraler Molasse und Innerer Molasse nördlich der Haidhofer Querstörung und des Ernstbrunner Bruches hinterließ die See marine Blockschichten und Schotter (deren aus der Waschberg- und Flyschzone stammendes Material bis in die anschließende Äußere Molasse hinauszieht) sowie Sande und Tonmergel.

Sarmat: Nach dem Unterbaden verlandete die gesamte Molasse. Im Gefolge einer Erosionsphase während des höheren Badens kam es im Untersarmat vom Inneralpinen Wiener Becken via Zayafurche zu einem neuerlichen, wenn auch

flächenmäßig sehr begrenzten Übergreifen der diesmal schon brachyhalinen See. *Rissoenschichten* (Sande mit Tonmergellagen und Schottern) sind in isolierten Resten aus dem Raum Hollabrunn – Ziersdorf – Langenlois bekannt. – Im Obersarmat ist ein abermaliges kurzfristiges, aber sehr bescheidenes Eindringen auf das Gebiet der Molasse über denselben Weg durch Tonmergel mit Sandlagen in der Tiefbohrung Altenmarkt im Thale 1 belegbar.

Pannon: Nach Perioden der Ausräumung liegt diskordant über einem ausgeprägten Oberflächenrelief der *Hollabrunner Schotterkegel,* vorwiegend bestehend aus fluviatil geschütteten, fein- bis mittelkörnigen, wohlgerundeten Quarzschottern mit häufigen Kies- und Sandlagen. Im Liegenden waren Reste blaugrauer *Ostrakoden-Tonmergel* der Zone B festgestellt worden (Mariathal, Enzersdorf im Thale). Säugetierfunde aus den Kiesgruben nordwestlich Stratzing bekräftigen das höchstmiozäne Alter der Ablagerungen, die in der Zayafurche die inneren aufgeschuppten Teile der Molasse queren und fugenlos im Mistelbacher Schotterkegel des Inneralpinen Wiener Beckens ihre Fortsetzung finden. Dort ist durch fossile Mollusken- und Ostrakodenpopulationen die Masse der Schotter als zur Zone C gehörig erwiesen. Die Gerölle des Hollabrunner Schotterkegels unterscheiden sich augenfällig durch ihr feineres Korn von Schottern des tieferen Miozäns und Quartärs.

Tektonik

Bedeutende postvariszische Bruchtektonik hatte im Untergrund der Äußeren Molasse einerseits zur nur wenige hundert Meter abgesenkten massivnahen Sitzendorfer Scholle, andererseits zur über 3000 m tief abgesunkenen Hollabrunn-Laaer Scholle geführt. Die N-S-laufende, ehemals einheitlich betrachtete Mailberger Abbruchszone als die beiden Schollen trennendes Element hat sich inzwischen infolge der erweiterten Bohrtätigkeit in drei parallel NE-SW-streichende Störungen aufgelöst: in die Mailberger Störung im Norden, in die Steinabrunner Störung im Zentrum, die möglicherweise über den Absdorfer Bruch zur Moosbierbaumer Struktur hinüberleiten könnte, und in die Wollmannsberger Störung im Süden. In Tiefenrinnen dieser gewaltigen Strukturen des Böhmischen Kristallins kam mächtigeres Jungpaläozoikum zum Absatz (NE Hollabrunn). Aus den Schichtmächtigkeiten des autochthonen Juras läßt sich die andauernde Wirksamkeit der Bruchtätigkeit ablesen. Durch Kippung der Staffeln sind die Sedimentdicken bei gleichem stratigraphischem Umfang im Westen größer als im Osten. Vergleichbare Störungen finden sich allenthalben am Massivrand: Diendorfer Störung, Hiesberg-Bruch etc., wobei teilweise geringfügige junge Verstellungen während der Savischen und Steirischen Dislokationszyklen gemeldet werden. Zu Ende des Juras schufen tektonische Bewegungen allgemeinerer Art andere Voraussetzungen im Bereiche der späteren Molasse nördlich der Donau, sodaß die Ablagerungen der Oberkreide weitreichendere Unabhängigkeit von den alten Kristallinstrukturen zeigen. – Eine gewisse neuerlich auflebende Unruhe der Erdkruste wird durch den Komponentengehalt an Kristallingesteinen im untereozänen Waschbergkalk und im priabonischen Hollingsteinkalk signalisiert. – Die Molassetransgression zwischen Donau und Thaya fand im Eggenburg von Südwesten her statt. Am Ostrand dieses neuentstandenen Beckens lagerten damals schon die seit der Altsavischen Phase zunehmend von ihrer sich verengenden Basis losgescherten und nach außen gedrängten Flyschdecken. Im Norden des Bereiches überflutete das Meer das festländische Orogen und hatte etwa im heutigen österreichisch-mährischen Grenzraum über das gegenwärtige Inneralpine Wiener Becken (das noch gar nicht bestand), das Hügelland von Myjava, die Kleinen Karpaten und das mittlere Waagtal hinweg Verbindung mit dem ungarischen Becken. Im Südosten säumte es mit küstennahen, der Fazies von Eggenburg entsprechenden Bildungen das Festland (vgl. Ritzendorfer Schichten). Durch submarine Muren kam von dort auch Flyschmaterial in den Trogabschnitt der Inneren Molasse (vgl. Blockschichten und Altmannser Grobsande in den Schieferigen Tonmergeln). Nach dem Eggenburg geriet die Innere Molasse (= Waschbergzone) selbst in den Sog subduzierender Kräfte und wurde während der Jüngstsavischen Bewegungen mit Teilen ihrer Basis abgehoben und in erste Schuppenfelder zerlegt. Darauf transgredierte dann das Ottnang. Im Zuge der Altsteirischen Phase am Ende des Ottnangs wurde die Innere Molasse nochmals und kräftig eingeengt, flach unter die Flyschdecken mit dislozierten Fetzen fraglichen Helvetikums eingedriftet und gegen das westliche Vorland geschoben, wobei es vor und unter ihr zu weiteren tektonischen Scherlingen aus dem Bereich der Zentralen Molasse (= Innere Zentrale Molasse = Waschberg-Vorfaltungszone) kam. Zahlreiche Flyschdeckschollen, davon diejenige mit der Wallfahrtskirche zu Karnabrunn zu den auffälligsten zählt, unterstreichen die nahezu söhlige, in erosiver Auflösung befindliche Überschiebungsbahn des Flysches. Das bedeutete für den Südabschnitt den Abschluß der tangentialen Bewegungen. Die Innere Molasse wird durch die Leit-

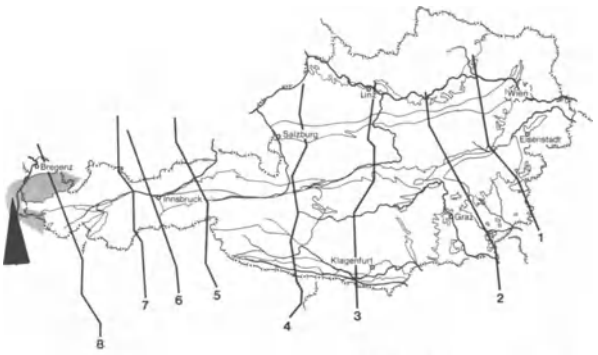
zersdorfer Aufschiebung und die Innere Zentrale Molasse an der Oberfläche durch jene von Senning begrenzt. Der Schuppenkörper der Inneren Zentralen Molasse dürfte jedoch den Bohrergebnissen des jungen Gasfeldes Roseldorf gemäß unterirdisch in Form einer „Mini-Perwang-Struktur" noch weiter gegen Westen reichen. Die Außenfläche der Inneren Zentralen Molasse aber repräsentiert die wahre tektonische Peripherie des Orogens. Die ungefähr N-S-laufenden Querbrüche im Orogensaum zwischen Neulengbach und Ernstbrunn (Haidhof-Querstörung) sind als dessen bruchartige nachottnangische Anpassung des bis dorthin nacheggenburgischen Baues aufzufassen. Teile der oberkarpatischen Korneuburger Schichten entgingen durch synsedimentäre bruchartige Absenkung des Korneuburger Beckens und der Bucht von Kreuzstetten der späteren Abtragung. Im Nordabschnitt von Innerer Zentraler Molasse und Innerer Molasse war dagegen noch Karpat randlich in die Dislokationen während der Jungsteirischen Phase einbezogen worden. In diesem Zusammenhang stellen Fallbacher und Staatzer Querstörung mit ihren jeweils vorspringenden Nordostflügeln nun schon nachkarpatische Angleichungsphänomene der tektonischen Westkarpatenperipherie dar. – Mit Beginn des höheren Unterbadens gewinnt eine mit der Entstehung des Inneralpinen Wiener Beckens verquickte Bruchtektonik an Bedeutung. Im Nordosten von Ernstbrunn versinkt dadurch das Gebiet des Flyschkontaktes und wird von jungen Ablagerungen verhüllt.

Literatur: BRIX F. & GÖTZINGER K. 1964; BRIX F. et al. 1977; FUCHS W. 1963, 1972, 1976a, b, 1977; GRILL R. 1947, 1953, 1962, 1968, 1974a, 1976a; KAPOUNEK J. et al. 1965, 1967; OBERHAUSER R. 1963; PREY S. 1965; SCHAFFER F. & GRILL R. 1951; VEIT E. 1953.

3.3. Molasse-Untergrund, Helvetikum, Flysche und Klippenzonen in Vorarlberg

Von Rudolf Oberhauser

Mit den Abbildungen 36 bis 40



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.3.1. Regionaler Überblick

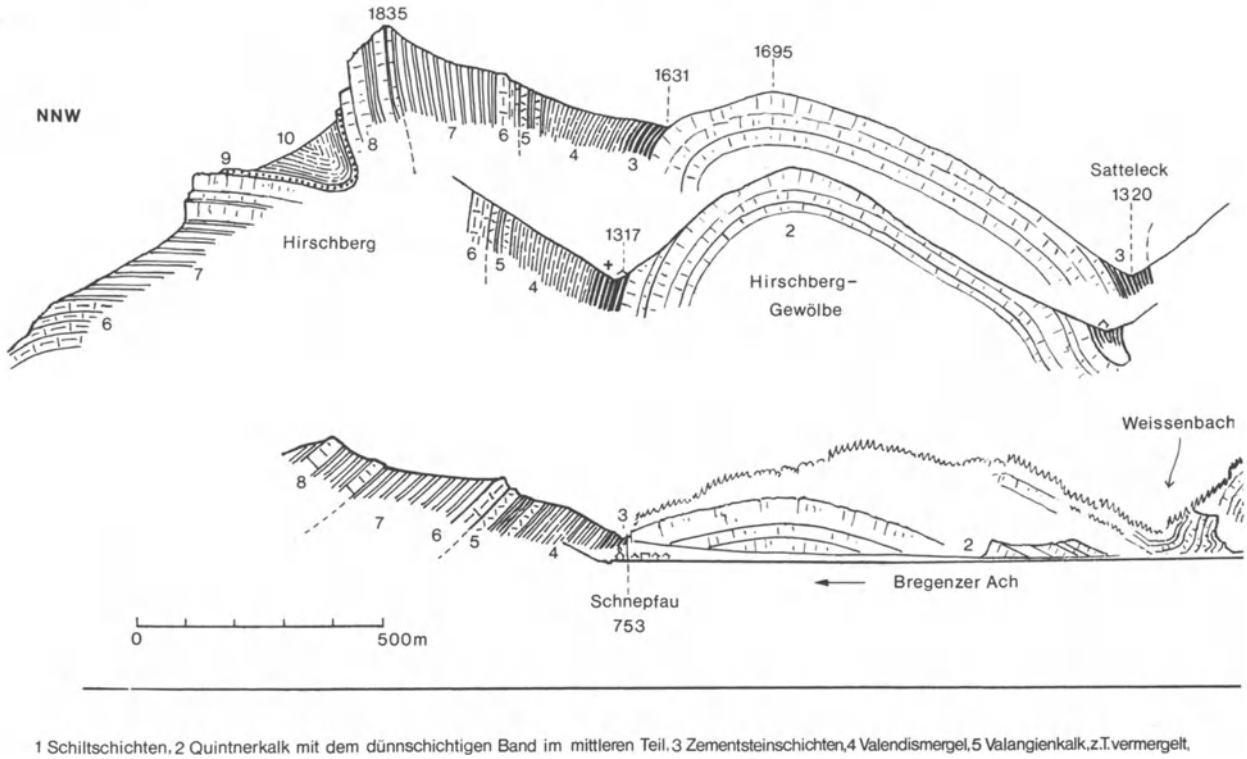
Hier soll die tektonische Unterlage der Kalkalpen und des Ostalpinen Altkristallins besprochen werden, wie sie nach Westen infolge des Achsenanstieges im Flußgebiet des Rheines durch die Erosion offengelegt werden konnte, sei es in breitem Anschnitt, sei es in Fenstern. Es handelt sich dabei um die Flyschberge der Walsertäler, des hinteren Bregenzerwaldes und des Walgaues, die über 2100 m ansteigen, sowie um Helvetikum und Flysch im nach Nordwesten anschließenden Freschenstock (2004 m) und im mittleren Bregenzerwald; dazu kommen Teile des Rätikonhauptkammes (bis 2830 m) mit Gesteinen der Falknis-Sulzfluhdecke und der Arosazone.

Für die nicht aufgeschlossenen Schichten des Untergrundes mußten neben regionalen Überlegungen auch Ergebnisse von Bohrungen berücksichtigt werden. So werden wir bekannt mit den auf variszischem Kristallin abgelagerten Sedimenten des nördlichen Schelfmeeres, welche einerseits kaum gestört unter der Molasse liegen und andererseits in tektonisierter Form als Hauptdecke und Schuppenzonen des Helvetikums dem Alpenkörper zuzurechnen sind. Noch stärker tektonisiert sind die Sedimente des südlichen – mehr oder minder ozeanisierten – Raumes wie Prättigauflysch und Liechtensteiner Flysch, jene des Rhenodanubischen Flysches und jene der Arosazone. Dazu kommen die Abfolgen im ozeanisierten Raum liegender Krustenteile: einer sehr hypothetischen Feuerstätter-Schwelle (von der teilweise der Wildflysch stammen könnte), der Falknis-Sulzfluh Schwelle, aber auch abgetrennter ostalpiner Segmente; erstere sind in Form von Klippenzonen überliefert.

Die geologische Ausdeutung des Ostalpen-Westrandes in Vorarlberg gestattet eine gedankliche Rückführung der Sedimente in jene Räume, in denen sie vor den raumverkürzenden alpidischen Ereignissen abgelagert wurden. Abb. 40 gibt unten die relative Breite jener ost-west gelängten Sedimentationsräume wieder, wobei es im Vergleich mit den darüber abgebildeten Schnitten offenbar wird, daß alles, was uns erhalten blieb, nur ein bescheidenes Eck Vorland ist, auf das kümmerliche Reste von Sedimenten der Tethys aufgepackt worden sind.

Wir beginnen mit der Beschreibung von Norden nach Süden in Bezug auf die Ablagerungsräume, was – nach gedanklicher Rückführung der Einwicklung – von unten nach oben in bezug auf die tektonische Lagerung bedeutet.

Die Nordostseite des Bregenzerach-Quertalstücks zwischen Au und Schnepfau, in Parallelprojektion, die Malmfalten der Canisfluhkette darstellend. Aus Arnold Heim, 1933



1 Schiltschichten, 2 Quintnerkalk mit dem dünnschichtigen Band im mittleren Teil, 3 Zementsteinschichten, 4 Valendismergel, 5 Valangienkalk, z.T. vermergelt,

Abb. 36. Der östlichste Jura-Aufbruch in der Säntisdecke im Hinteren Bregenzerwald

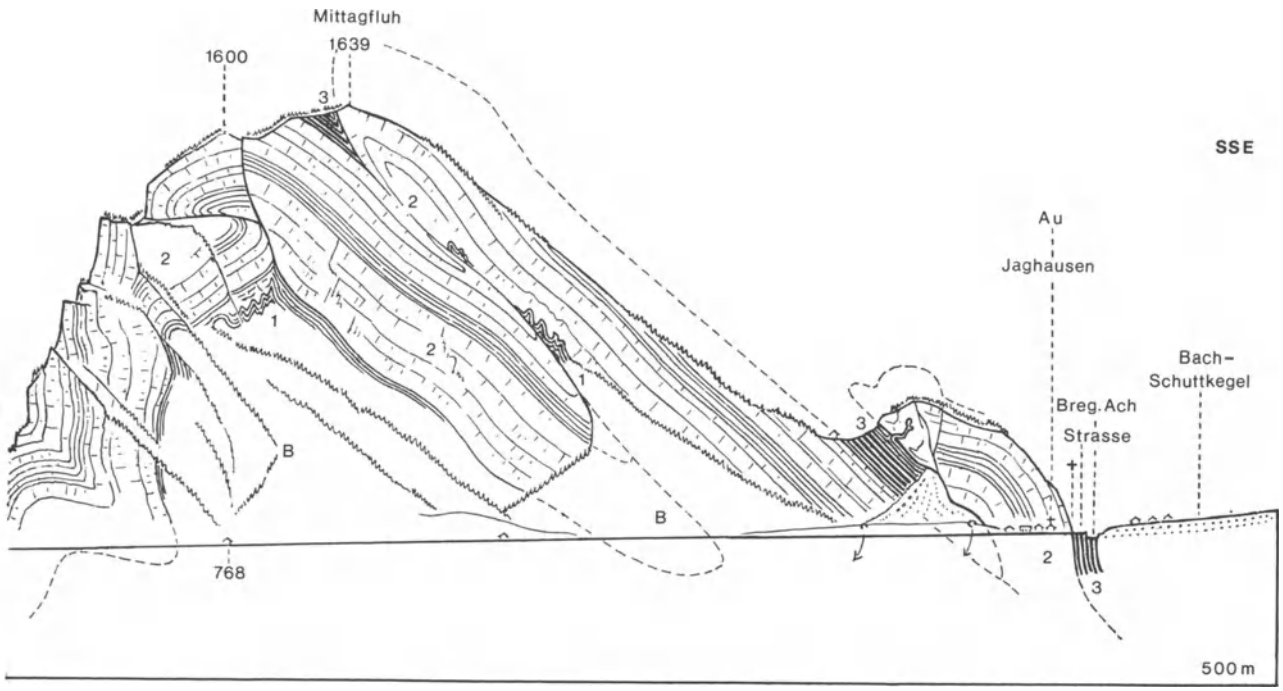
3.3.2. Stratigraphie

(vgl. Abb. 41, 42, 76)

3.3.2.1. Der Molasse-Untergrund

Hier belegen Bohrungen im Alpenvorland im nördlichen und östlichen Anschluß, daß jene Gesteinsabfolgen, welche die Helvetischen Decken aufbauen, tektonisch kaum gestört, dort in einer ufernahen Entwicklung unter der gefalteten und ungefalteten Molasse weit verbreitet vorkommen.

Über eingeebnetem variszischem Kristallin mit rudimentärer Permokarbon-Auflage folgen von Westen nach Osten zunehmend ausgreifend: Buntsandstein, mit nachfolgendem marinem Muschelkalk, Keuper, Rhät, Lias und Dogger; alles in germanischer Ausbildung. Im Malm schließlich überwältigt das Meer auch das Landshut-Neuöttinger Hoch und dringt bis zur Böhmischen Masse vor. Im Westen bringt es ein erstesmal mit dem Quintner Kalk die alpine Fazies ins Vorland ein, wodurch es sinnvoll wird, im Gebiet zwischen östlichem Bodensee und München ab dieser Zeit im südlichen Molasse-Untergrund von helvetischer Ausbildung zu sprechen. Nach einem episodischen Rückzug nach Süden greift das Meer erneut nach Norden aus: Drusbergschichten (Barrême) und Schrattenkalk (Unterapt) sind in der Bohrung Staffelsee 1 (50 km SSW München) nachgewiesen; Grünsandstein (Gault), Seewerkalk und Mergel in Amdener Fazies liegen darüber. Die Schichten der höheren Oberkreide, des Paleozäns sowie des tieferen Eozäns fehlen, z. T. griff die Erosion bis auf den Malmkalk hinunter, der dabei flächenhaft verkarstete. Im Obereozän mit erneut einsetzender Absenkung beginnt die Molasse-Sedimentation; in der Bohrung Opfenbach 1 ca. 15 km Nordnordost von Bregenz transgredieren allerdings erst die Fischschiefer des Lattorf mit einer Basisbrekzie in 3659 m Tiefe auf Malm alpiner Fazies.



6 Kieselkalk des Hauterivien, 7 Drusbergschichten (Barrémien), 8 Schrattenkalk, z.T. vermergelt, 9 Brisisandstein, 10 Leistmergel. B Bergsturz, + Fossilfundstellen.

3.3.2.2. Die Helvetische Hauptdecke (Säntisdecke)

Der Jura der Helvetischen Hauptdecke (Säntisdecke) im Hinteren Bregenzerwald (vgl. Abb. 36) zeigt über *Schilt-* und *Überschiltschichten* des tiefen Malm 160 m Tintinniden führenden *Quintner Kalk* des höheren Malm, welcher bei Au mit der klassischen Ammonitenbank des Tithons abschließt. Noch zum Tithon zählen Anteile der nachfolgenden *Zementsteinschichten,* welche unscharf in tonmergelige *Palfrisschiefer* übergehen, in die als Flachwasser-Entwicklung oolithischer *Öhrlikalk* eingeschaltet ist. Letzterer erlaubt südlich und östlich der Canisfluh eine Trennung der Palfrisschiefer in unterliegende *Öhrlimergel* und darüber liegende *Valendismergel.* Nördlich der Canisfluh, vor allem im Klausberg-Winterstauden-Gewölbe zwischen Andelsbuch und Bezau, sprechen wir von einer *Oolithkalkgruppe,* welche das bräunlich verwitternde Valendis [= Valang(in)ien] eindrucksvoll felsbildend anschwellen läßt. In dieser nördlichen Position schlüpft dieses Gewölbe unter der Jungschichten- und der Flyschauflage der Wasserscheide von der Bregenzer- zur Dornbirner Ach durch, steigt mit hängenden Schrattenkalk-Schultern zur Staufenspitz hinauf und bildet dann zum Rheintal hin mit einer unvermittelten weiteren Anschwellung auf 300 m mit etwas überlagerndem Kieselkalk den unteren Felsabsturz des „Breiten Berges". Unmittelbar am Talrand in den Steinbrüchen bei Unterklien unterhalb Hohenems liegt die bräunliche Oolithkalk-Felswand des Valendis, 120 m mächtig mit wenig Kieselkalk unter sich, invers über jener des hellen Schrattenkalkes. Die dazwischen liegende Verflachung birgt die mergeligen Drusbergschichten.

Weiter nach Süden bietet nur noch die Falte von Götzis bescheidenere Valendis-Aufschlüsse. Hier ist der massige, oolithische *Betliskalk* gut entwickelt, welcher wiederum mit dem folgenden bankigen Kieselkalk des Hauterive meist eine Felswand bildet, bald in normaler, bald in inverser Position. Zwischen den beiden Gesteinen beobachten wir ein erstes Mal eine Glaukonit führende und an Phosphoritknollen reiche Fossil-

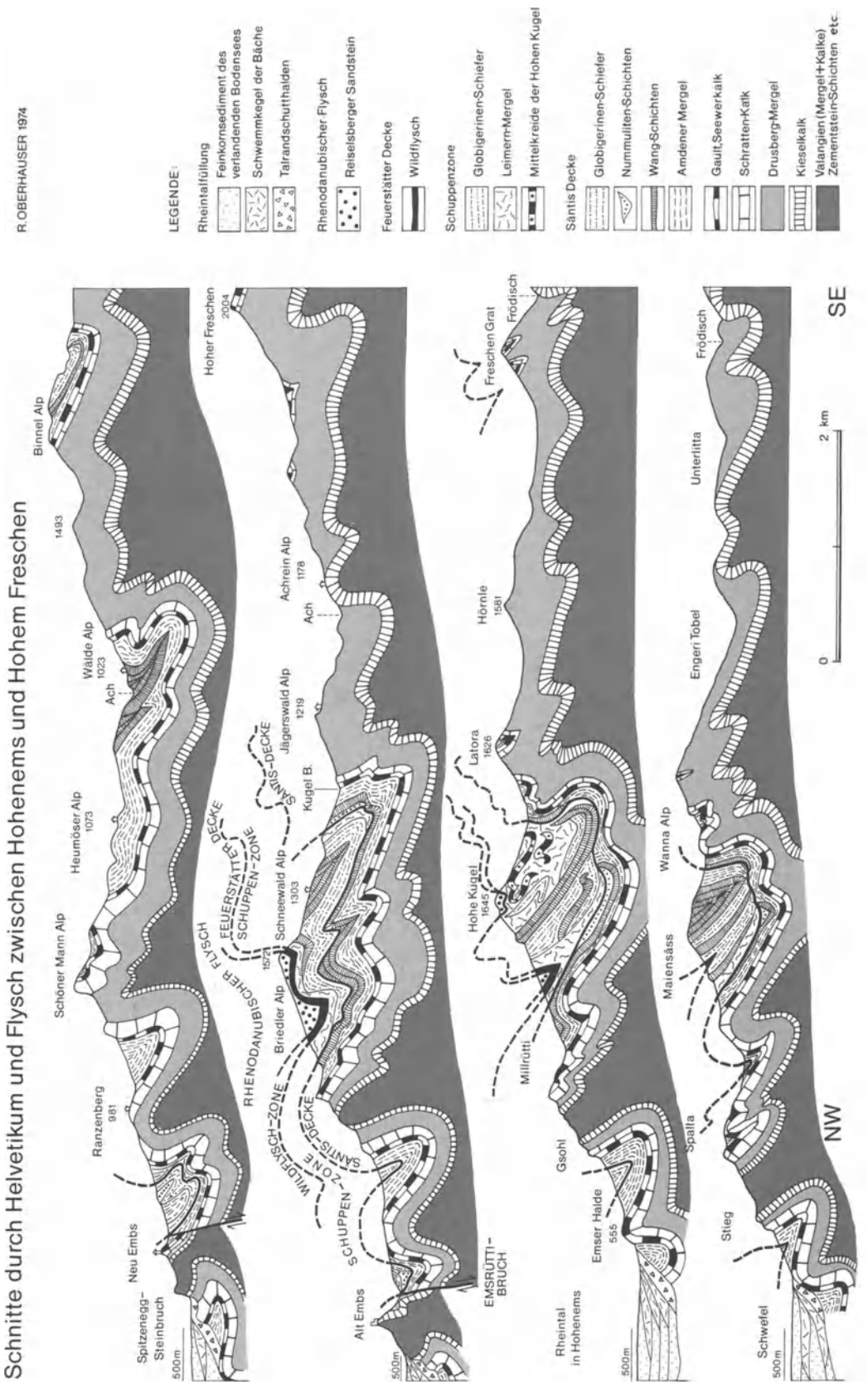


Abb. 37. Die Säntisdecke mit der Flysch-Einfaltung im Gebiet der Hohen Kugel

bank, in der sich infolge sehr langsamer Sedimentation die Ammoniten längerer Zeiträume sammeltechnisch nicht trennen lassen: die *Gemsmättlibank.* Dieser Verband ist in gleicher Weise auch im Gebiet zwischen Canisfluh und Hohem Ifen nachweisbar, während unmittelbar westlich und südlich des Canisfluh-Aufbruches der an Aptychen reiche *Diphyoideskalk* vorkommt, der in tieferem Wasser entstanden ist.

Darüber folgt quarzreicher *Kieselkalk* des Hauterive. Er ist im Süden mehr schiefrig und zugleich über 100 m mächtig, wird gegen Norden hin ebenflächig-bankig und regelmäßig polygonal brechend (= „Mürlikalk"). Im Gebiet der mächtigen Valendis-Oolithkalkgruppe im Norden ist er sehr grünsandig und zugleich nur wenige Meter mächtig bzw. kann dort überhaupt fehlen. So wie der Betliskalk schließt der Kieselkalk mit einem glaukonitisch-phosphoritischen Kondensations-Horizont mit Unterbarrême-Ammoniten ab: der *Altmannbank,* welche unter wenig mächtigen Drusbergmergeln auch in der Bohrung Miesbach 1 (40 km SSE München) im Molasse-Untergrund angetroffen wurde. Darüber folgt das im Vorarlberger Helvetikum am weitesten verbreitete Gestein, die mergeligen *Drusbergschichten,* welche vor allem im Gebiet nordwestlich, nördlich und östlich des Hohen Freschen weithin die Landschaft erfüllen. Ihre höheren und mittleren Anteile gehen nach Norden, Osten und Westen in jenen Flachwasser-Foraminiferen, wie Milioliden, Trocholinen und Orbitolinen, führenden hellfarbigen *Schrattenkalk* über; optimal läßt sich dieser Faziesübergang östlich der Canisfluh vom Didamskopf gegen den Hohen Ifen hin studieren. Bei Hohenems erlaubten Foraminiferen in untersten Drusbergmergeln weltweite Parallelisierungen. Helle Schrattenkalk-Wände fallen am Rheintal-Rand zwischen Dornbirn und Götzis auf und bilden auch über den Drusbergmergeln die obere Wand am Kummenberg mitten im Rheintal. Im Steinbruch in Unterklien südlich Dornbirn finden sich häufig Kammaustern und Requienien.

Die Drusbergmergel und der sie vertretende Schrattenkalk wird nach oben wiederum von *Grünsandsteinen* abgelöst. Phosphoritknollen lassen sich sehr oft als Steinkerne von Ammoniten identifizieren, welche mehrere Zonen des *Oberapt-Alb (Gault)* belegen können. Diese sehr fossilreiche Fazies ist dort ausgeprägter, wo die Unterlage von Schrattenkalk gebildet wird, der vielfach vor Ablagerung der Grünsandsteine einer Erosion ausgesetzt war. Die gering mächtigen und sehr wechselhaften Ablagerungen des Gault repräsentieren viel mehr Zeit als der in Riffmilieu gebildete Schrattenkalk. Besondere Beachtung verdient wiederum das Gebiet südlich der Canisfluh, weil dort in der sogenannten mergelig-schieferigen *Argenfazies* normale Mächtigkeiten (bis 100 m) auftreten können.

Der *Seewer Kalk* des Cenoman-Turon entstand aus demselben feinkörnigen Kalkschlamm wie die „Couches Rouges" auf den Hochzonen in den südlich anschließenden Flyschmeeren. Im Vorarlberg ist er oft nur wenige Meter mächtig und kann mit dem unterlagernden Gault soweit zusammen kondensieren, daß man in einem Dünnschliff Schrattenkalk-Orbitolinen, Glaukonitkörner des Gault und Globotruncanen des Turon finden kann! Längs des Rheintalrandes von Götzis bis Dornbirn wird der Seewer Kalk mächtiger (in Klien bis ca. 50 m) und enthält Grünsandstein-Einschaltungen, was Beziehungen zum Regensburger Grünsandstein in Ostbayern aufzeigt.

In der höheren Oberkreide folgen auf den Seewer Kalk unmittelbar oder mit Übergängen die tonmergeligen *Amdener Schichten* mit Foraminiferen- und Ostrakoden-Faunen mit *Ventilabrella, Globotruncana concavata* (BROTZEN) und *Bolivinoides strigillata* (CHAPMAN) des Coniac-Santon-Untercampan. Die mehr sandigen *Wangschichten* des Campan-Maastricht mit *Bolivinoides draco* (MARSSON) und *Bolivina incrassata* REUSS scheinen manchmal zu transgredieren. Um die Grenze Maastricht-Paleozän fallen dunkle Farben auf. Im Paleozän und Eozän kommt die Grünsandsteinfazies der Mittleren Kreide wieder; jedoch mancher Nummulitenkalk erinnert auch an Schrattenkalk. Daneben gibt es auch eine mergelige Entwicklung mit wechselndem sandigen Anteil. Hämatit-Anreicherungen in den *Nummuliten-Schichten* von Bad Haslach südlich Dornbirn wurden in alter Zeit abgebaut. Sie setzen sich, weitgehend in die Schuppenzone einbezogen, in den Bregenzerwald fort.

Wenn man auch gerade noch nachweisen kann, daß Amdener Schichten und Wangschichten, vielleicht mit Ausnahme des Gebietes südlich des Hohen Freschens, allgemein die primäre Höhere Oberkreide der Säntisdecke darstellen, so ist infolge nach oben zunehmender schichtparalleler Gleitungen, Verschuppung und olisthostromatischer Umlagerung für jene jüngeren Schichten eine klare Heimweisung auf ihre primäre Unterlage nicht mehr möglich. Es ist jedoch eindeutig, daß nach Süden küstenfernere Sedimente anschlossen, also Kalke in Mergel übergingen, und Schlämmproben von Mergeln zunehmend Planktonforaminiferen enthalten, was zur Plankton-Vormacht in den Gesteinen der Schuppenzone überleitet. Allerdings müssen wir auch weiter im Süden, gebietsweise auch schon oben am Schelf, mit sandig-klastischen Sedimenten rechnen, welche längs der Trans-

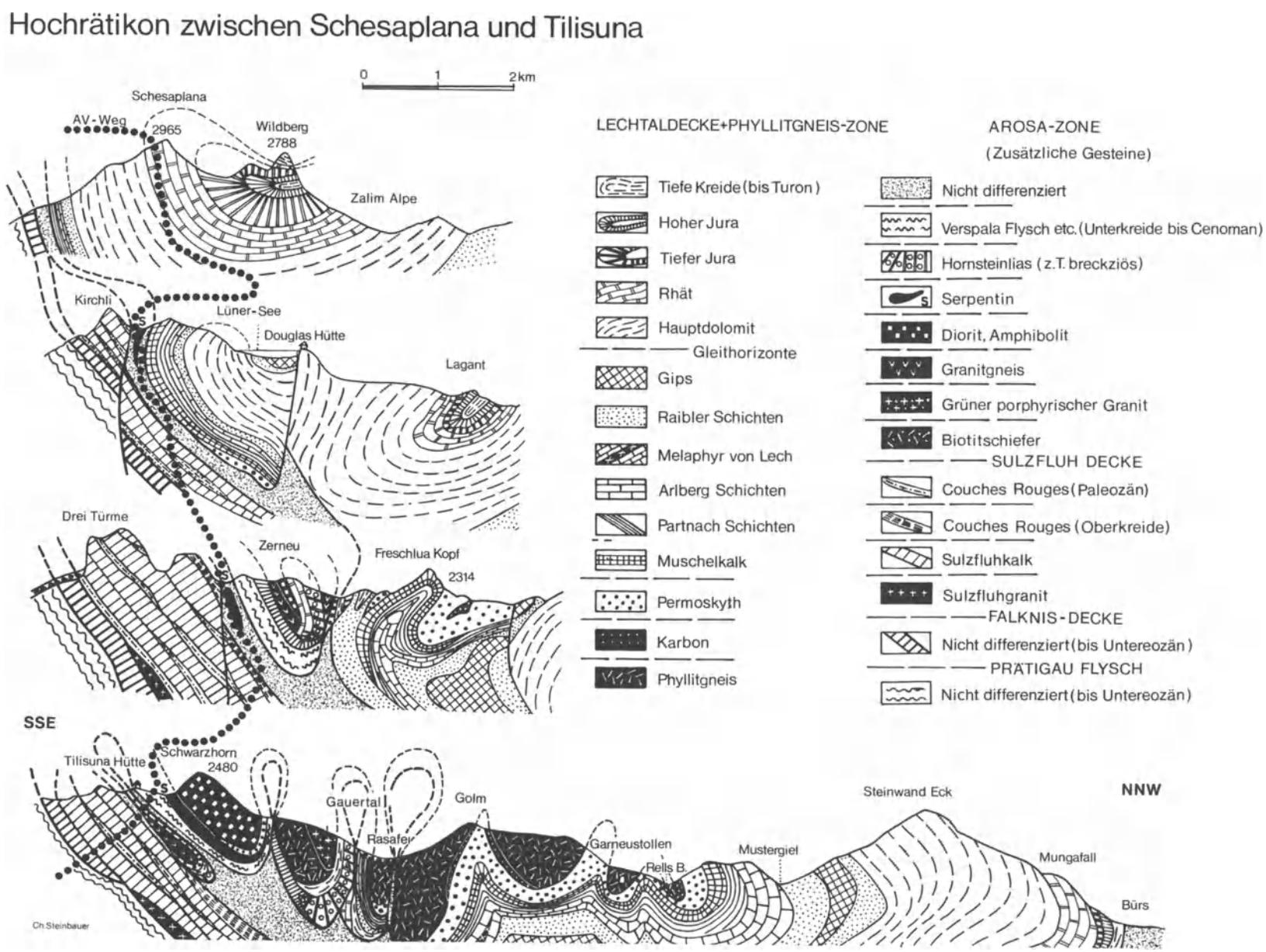


Abb. 38. Inverse Lagerungs-Verhältnisse infolge potenzierter Faltung im Bereich des westlichsten Kalkalpen-Südrandes

portwege vom nördlichen Abtragungsgebiet gegen das tiefere Meer hin liegen blieben: diese führen oft – vermutlich umgelagerten – Glaukonit.

3.3.2.3. Die Schuppenzone (Liebensteiner Decke)

Eine scharfe Trennung zwischen den nach oben zunehmend tektonisch selbständigen Schuppen der mittleren und oberen Kreide der Säntis-Decke von einer klar getrennt vorliegenden Schuppenzone ist weder tektonisch noch stratigraphisch möglich. Allgemein werden diese Schuppen umso küstenferner in ihrer Fazies, je höher sie über den Kernfalten liegen; so führt der Gault die mergeligen *Hochkugelschichten* und *Freschenschiefer,* der Seewer Kalk wird zum helleren *Liebensteiner Kalk,* die Wangschichten zum hellen *Leimernmergel* mit bunten Lagen. Noch ins tiefere Senon gehören die Inoceramen führenden *Bregenzerachschichten* und die etwas jüngeren *Rudachbachschichten.* Beide Mergelabfolgen zeigen Einschaltungen von Glaukonit führenden Sandsteinbänken, welche möglicherweise aus der damals noch wenig verfestigten Helvetischen Mittelkreide angeliefert wurden. Zur Wildflysch-Zone hin vermitteln während des Höheren Senon dann die sandschalerführenden *Schwimmersbodenschichten* von der Hohen Kugel. Auch im Alt-Tertiär dominieren nach Süden mehr die Mergel *(Globigerinenschiefer),* aus welchen sich dann im Mitteleozän die Flyschfazies der *Schelpenserie* entwickelte. Letztere vermittelt zur Wildflysch-Zone. Vermutlich nicht einheitlicher Herkunft sind die Mergel des Schmiedebaches östlich von Egg. Neben einer prachtvollen Neoflabellinen führenden Foraminiferen-Vergesellschaftung des Coniac finden sich in ihr eher dürftige Kalkschaler-Faunen der höheren Oberkreide und des Paleozän-Eozän. Tektonisch oder olisthostromatisch sind in sie Flysch- und Ophiolithkörper eingelagert, welche dann schon zur Wildflysch-Zone gerechnet werden.

3.3.2.4. Die Wildflysch-Zone (Feuerstätter Decke)

Zur Wildflysch-Zone gehören die meist stark zerrüttet vorliegenden, mehr sandigen, dunklen *Junghansenschichten* der Kreide und des Paleozän-Eozän, welche schon in größerer Meerestiefe abgelagert worden sind, vor allem sandschalige Foraminiferen führen und sich schwer genau altersmäßig fassen lassen. *Rzehakina epigona* (RZEHAK) ist hier ein „Signal-Mikrofossil", das weltweite Parallelisierung und eine Einstufung von Anteilen dieser Schichtfolgen in den Bereich höhere Oberkreide bis Paleozän erlaubt. Die Ablagerungen der Wildflysch-Zone stammen teils von der Böschung des Schelfs zum Tiefseeraum mit beginnender Flyschfazies (das wäre die Position des Sardonaflysches), teils aus einem von einer sehr hypothetischen Schwellenregion belieferten Gebiet (das wären die Sedimente der Feuerstätter Decke). Dieser Bereich könnte den Prättigauflysch vom Rhenodanubischen Flysch getrennt haben. Daher im Feuerstätter Gebiet südlich Balderschwang das häufige Auftreten von grobklastischen Schüttungen, wie dem *Bolgenkonglomerat,* vermutlich zu verschiedenen Zeiten vom Maastricht bis ins Eozän, für welche olisthostromatische Vorgänge verantwortlich sein dürften. Da die dort überlieferten Verbände der Feuerstätter Decke teilweise „Klippen"-Charakter haben, spricht man auch von einer Klippenzone.

Nach der in diesem Aufsatz vertretenen paläogeographischen Theorie erfolgte die tektonische Zusammenführung beider Sedimentationsräume zur Wildflysch-Zone allmählich während des Eozäns über den Liechtensteiner- und Prättigauflysch hinweg (siehe Abb. 11, 40). Ursache hiefür waren Subduktionsvorgänge, welche um die Kreide-Tertiärgrenze von einem Tiefseegraben ausgegangen sein dürften, in dem die *Rinderbachschichten* abgelagert wurden: weitgehend Kalkgeröll-freie Brekzien, völlig kalkfreie Quarzsandsteine sowie graue und bunte Tone (= Rote Gschliefschichten) in rhythmischem Wechsel. Dabei haben schon naheliegende südpenninische und ostalpine Stirnen laufend Olistholithe geliefert, darunter mancherlei Altkristallin, das an das Unterostalpin Graubündens erinnert. Auch Ultrabasite und Aptychenkalke sind in der Gegend von Egg-Sibratsgfäll in der Nördlichen Flyschzone nahe dem Alpenrand überliefert worden. Wie erwähnt, griff im Mitteleozän ein Flysch geringerer Wassertiefe (die Schelpenserie) von der Wildflysch-Zone aus auf den südhelvetischen Raum über.

3.3.2.5. Der Rhenodanubische Flysch

Seine im Allgäu nachgewiesene hohe Unterkreide mit *Tristelschichten* und *Gaultsandsteinen* macht einen primären Verbund mit altersgleichen Schichten der Falknisdecke wahrscheinlich. Im Gegensatz zu den gleichalten Schichten des Prättigauflysches (siehe Abb. 76) wurden hier während des Cenoman und Turon gewaltige Kubaturen von Sand aus einem Altkristallin-Gebiet eingebracht, wobei die *Basisserie mit Rotalipora* und darüber der an Hellglimmer reiche *Reiselsberger Sandstein* entstand, welcher gegen 1000 m

mächtig werden kann. Weiter folgen die dünnbankigen *Piesenkopfschichten* und als oberste Oberkreide, wiederum sehr mächtig, *Plankner-brücken-* und *Fanolaserie* mit feinbrekziösen Lagen mit Großforaminiferen: *Orbitoides* und *Siderolites.* Stärker sandige Anteile führen während der ganzen Oberkreide als typisches Schwermineral Granat. Da durchwegs in großer Meerestiefe abgelagert, konnten kalkige Foraminiferen-Schalen und Mollusken-Splitter nur dann der Auflösung entgehen, wenn sie innerhalb der Turbiditwolken angeliefert und daher rasch eingebettet werden konnten; zement- und sandschalige Foraminiferen sind meist autochthon und finden sich vor allem in Tonen und Tonmergeln. Diese Foraminiferen gehörten zum Benthos wie jene nicht erhaltungsfähigen Lebewesen, welche die häufigen Fukoiden und Chondriten hinterlassen haben (die als Wühlbauten gedeutet werden) oder auch jene mäandrierenden Helminthoideen, die man als Weidespuren verstehen kann: sie geben zusammen Nachricht über das Leben in den Ruhezeiten zwischen den Turbidit-Anlieferungen.

Jüngere Schichten als Maastricht wurden bisher im Rhenodanubischen Flysch des Westens (= dem Vorarlberger Flysch) nicht nachgewiesen, während im Prättigauflysch Paleozän und Untereozän (Ruchbergserie) vorkommt. Es könnte sein, daß der Rhenodanubische Flysch in diesem Segment zu dieser Zeit schon tektonisch abgedeckt war; vielleicht erschweren auch nur Umlagerungen einen mikropaläontologischen Nachweis.

Die Sohlmarken an der Basis der Turbidit-Sequenzen weisen in der nördlichen Flyschzone und im anschließenden Bayern im allgemeinen auf eine Erosionsrichtung (vor der Turbidit-Anlagerung) von Westen nach Osten; nur zur Zeit der Ablagerung des Reiselsberger Sandsteins (im Cenoman-Turon) dominierte die entgegengesetzte Richtung.

3.3.2.6. Die Falknis- und Sulzfluhdecke

Eine als Fortsetzung des „Briançonnais" der Westalpen und der Heimatbereiche der Klippen der Zentralschweiz gedeutete Schwellenzone trennt das Nordpenninikum vom Südpenninikum. Im Nordteil dieser Schwellenregion zeigt die Schichtenfolge der Falknisdecke im Malm über rudimentärem tiefem Jura einsetzende Turbidit-Sedimentation mit eingelagerten Blöcken von grünem Granit, welche von der Scheitelzone dieser Schwelle geliefert worden sein dürften. An ihrer Südabdachung lagert der helle *Sulzfluhkalk* des Malm direkt auf diesem Granit.

Während der Unterkreide wurde nur im Norden, im Falknisgebiet, weiter sedimentiert: *Neokomflysch,* spätige *Tristelkalke* und *Gaultsandsteine.* Mit dem Cenoman begann die *„Couches Rouges"* Ablagerung, welche bis ins Paleozän anhielt. Ab dem Apt hatten wir also hier eine dem Helvetikum ähnliche Gesteinsentwicklung! Dann folgte ein Nummuliten-führender *Flysch des Untereozän.* Im Süden, im Sulzfluhgebiet, transgredierten die gleichen „Couches Rouges" zu verschiedenen Zeiten direkt auf den Malm.

3.3.2.7. Die Arosazone

Unter den Schollen und Decken der westlichen Kalkalpen und dem anschließenden Silvrettakristallin liegt die Arosazone, in welcher ophiolithische Gesteine als Reste des südpenninischen Ozeanbodens sowie darauf liegende Sedimente vom *Dogger bis ins Turon* aufgegangen sind; zudem aber auch ältere und gleichaltrige Sedimente und Massengesteine inliegender Schwellen oder vom ostalpinen Schelf abgetrennter Schollen. Daher haben wir einerseits Sedimente größerer Meerestiefen mit einer engen Beziehung zu ophiolithischen Gesteinen, wie *Radiolarite* des höheren Jura, bunte Tone, kalkfreie Quarzite, dunkle Tonschiefer mit harten Sandsteinlinsen (= *Alpbachschiefer* nach P. A. HALDIMANN, 1975) als fragliche Unterkreide und *Verspalaflysch* des Cenoman-Turon (mit Serpentingeröllen und Chromspinell als Schwermineral) – daneben aber andererseits auch Altkristallin, Verrucano, ostalpine Trias westlicher Fazies im Verband mit brekziösem Jura, Aptychenschichten, Kreideschiefern, Cenomanbrekzien etc. Augenfällig sind Beziehungen zum kalkalpinen „Randcenoman", welches weiter nach Osten die Arosazone nach und nach ablöst. Es führt ähnliche exotische Gerölle und ein gleiches Schwermineralspektrum mit viel Chromspinell.

3.3.3. Tektonik

Das Alpenrheintal von Chur bis zum Bodensee gestattet Einblick in die Verbindung der nicht oder wenig metamorphen Zonen der Westalpen und der Ostalpen. Hier befindet sich, weitgehend unter den Alluvionen versteckt, der nach Norden laufende Ast des *Churer Lineaments,* welcher die

geographischen Ostalpen nach Osten hinunterstaffelt, und zwar zwischen Chur und Vaduz um einige Kilometer und dann weiter im Norden zunehmend weniger. Ein bei Hohenems im Helvetikum längs der Rütti aufgeschlossenes Blatt verwirft dort immerhin noch um 500 m (vgl. Abb. 37). Der in den Alpen bleibende Ast des Lineaments läuft, im Ausbiß überwältigt und verschleppt, in Richtung Arlberg. Teil eines Lineaments könnte auch die später diskutierte Ostergunten-Störung sein, sicher ein solches stellt die Gargellen-Störung dar, welche im Norden die „Allgäu-Wendung" des Kalkalpenrandes bewirkt!

Beim Vergleich beider Talseiten im nördlichen Rheintal müssen also Seitenverschiebungen und Höhenversetzungen in gleicher Weise berücksichtigt werden. Wenn sich dabei auch die ungefaltete miozäne Molasse des Vorlandes vom Nordostende der Appenzeller Berge unter dem Mündungsdelta des Rheines hindurch noch problemlos mit dem Pfänder bei Bregenz verbindet, so zeigt sich, daß die südwärts anschließende, gefaltete *oligozäne Molasse* in der Schweiz viel weiter unter den Alpenkörper hineingestopft worden ist als *in Vorarlberg,* wo die ältere Molasse noch *in* kaum gestörter, *stratigraphischer Reihenfolge* an den Alpenkörper anschließt. Dieser wird auf beiden Talseiten aus der Säntisdecke gebildet, welche durch die Erosion aus ihrer Verpackung in südhelvetische Schuppen und Flysch herausgelöst worden ist. Dabei blieb diese Verpackung aus *Schuppenzone, Wildflysch* und *Rhenodanubischem Flysch* im Norden zwischen Säntisdecke und Unterer Meeresmolasse erhalten und wird dort als „Nördliche Vorarlberger Flyschzone" bezeichnet; im Süden heißt sie „Südliche Vorarlberger Flyschzone" und liegt zwischen Säntisdecke und Kalkalpen. Da jedoch der Rhenodanubische Flysch und die Schuppen der Wildflyschzone früher tektonisch zur Ruhe kamen als die später von der Subduktion erfaßten südhelvetischen Gesteine, wurden erstere weniger weit und weniger zusammenhängend ins Vorland hinausgefördert als letztere und sind daher vermutlich bei der späteren Hochschuppung der helvetischen Decke nur in geringerem Umfang darunter hineingeraten.

Dies könnte erklären, warum der Flysch an der Kontaktfläche Alpen-Molasse an beiden Talseiten fehlt und warum er, hier wie dort, gegen Süden hin im Kern von gepreßten Synklinalen aus südhelvetischen Schuppen vorkommt. Auf der Säntisdecke selber liegen seine Reste in offenen Synklinalen wiederum eingepackt in Schuppenzone. Infolge des allgemeinen Achsenanstieges nach Westen sind seine Klippen in der Schweiz nur in der Synklinalzone von Amden-Wildhaus und, in der im Norden gestauchten Schuppenzone, nur am Fähnernspitz erhalten geblieben. Im achsial tiefer liegenden Vorarlberg sind seine Erosionsreste auf der Säntisdecke häufiger, vor allem in der *Synklinalzone von Fraxern-Bizau,* welche jene von Amden-Wildhaus nach Osten fortsetzt (Hohe Kugel, Müsel Alpe etc.); ebenso schließen sie sich bergwärts und nach Osten in der nördlichen Flyschzone umso mehr zusammen, je näher man an die von Liechtenstein über den Walgau und den Hinteren Bregenzer Wald nach Nordosten ziehende Südliche Flyschzone herankommt. Dabei fügt sich bei Balderschwang aus Groß-Olistholithen des Wildflysches die *Feuerstätter Klippenzone* zusammen. Nach dem Zusammenschluß beider Zonen über der Säntisdecke im Allgäu begleitet der Flysch mit immer spärlicheren Helvetikums-Aufbrüchen als geschlossene Rhenodanubische Flyschzone die Kalkalpen bis zu ihrem Ostende bei Wien.

Während die Helvetische Hauptdecke in der anschließenden Schweiz durch die jungalpidische Subduktion in eine Verrucano-Decke (Perm und Trias), die Axendecke (Jura) und in die Säntisdecke (Kreide- und Alttertiär) auseinandergezogen wurde, scheint es östlich des Alpenrheines nicht mehr zu einer völligen Trennung in eine Jura- und Kreidedecke gekommen zu sein. Konnte man ja im weit nördlich liegenden Klausberg-Winterstauden-Gewölbe in Stollenbauten Zementsteinschichten nachweisen und ihre Unterlagerung durch Quintner Kalk sehr wahrscheinlich machen. An Störungen längs der Nordfortsetzung des Churer Lineaments zwischen Götzis und Dornbirn unter den Alluvionen des Rheintales – und im Rahmen der Wiederaufrichtung der Liegendfalten aus einer eben dort vermuteten Molasse-Hohlform zur Staufenspitz-Gruppe hin – scheint sich jener Übergang von der Schweiz nach Österreich von einer dekkenmäßigen Individualisierung zu einer bescheideneren *Stockwerks-Tektonik* zu vollziehen. Auch in Vorarlberg zeigt sich im Jura-Aufbruch der Canisfluh noch eindeutig, daß dort die jurassischen Schichtverbände anders und vor allem stärker tektonisiert wurden als die überlagernden Kreideschichten.

Der deutlich nord- bis nordwestvergente *Faltenbau* der Säntisdecke, der mit der *Deckenfaltung* entstand, zeigt, je nach der Faltbarkeit der Gesteine, *Radien von 50 bis 500 m,* wobei sich die Falten achsial meist nur einige Kilometer zwischen zwei *Achsialdepressions-Zonen* erstrekken, z. B. vom Rheintal über die Staufenspitze zur Dornbirner Ach und von dort weiter bis zur ausgeprägten Achsenmulde von Bezegg-Bezau-Bizau-Schnepfau oder von der Schnepfegg nach

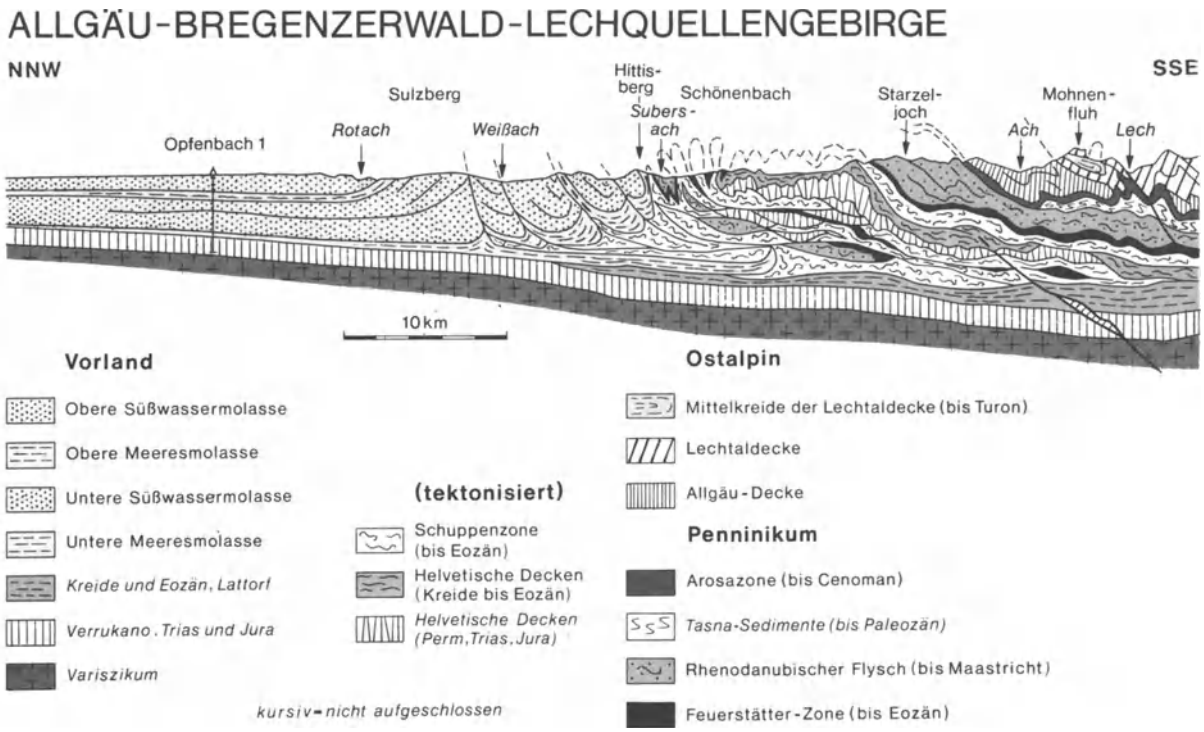


Abb. 39. Nordnordwest-Südsüdost-Schnitt durch den Helvetikums-Aufbruch im östlichen Bregenzerwald mit aufliegenden Flyschen und Kalkalpen sowie vorgelagerter und unterlagernder Molasse, Fortsetzung S. 293

Schönenbach. Liegende Falten fallen am Rheintal-Rand südlich und nördlich Hohenems besonders auf (Abb. 37). Schräg zu den Faltenachsen laufen Blattverschiebungen, welche mit der Faltung entstanden; sehr markant ist die *Ostergunten-Störung,* welche im Bregenzer Wald den Mittagsfluh-Malm nach Osten abschneidet und dabei von den Kalkalpen durchs Helvetikum bis in die nördliche Flyschzone verfolgt werden kann. Mit dem allmählichen *Umbiegen der Faltenachsen* im Helvetikum von *Ost-West* im Bregenzerwald über *Südwest* am Rheintal-Rand auf *Südsüdwest* in Liechtenstein schwenkt auch das aufliegende Penninikum und Ostalpin mit in den Westalpenbogen ein.

Auf die Wildflysch-Zone folgt die Rhenodanubische Flyschzone. Intern in enge Knitterfalten gelegt, ist dabei die Aufeinanderfolge der stratigraphischen Großeinheiten weitgehend ungestört. Sie verschwindet unterhalb des Kalkalpen-Westendes im nördlichen Liechtenstein unter der Talaue. Im Gebiet von Vaduz erscheint dann der *Liechtensteiner Flysch,* welcher stärkere Beziehungen zum *Prättigauflysch* südlich des Rätikon-Hauptkammes zu haben scheint. Beide Flysche haben wiederum die gleiche *Knitterfalten-Kleintektonik,* welche wohl während ihrer Abschürfung im Rahmen von Subduktionsvorgängen angelegt wurde; gleiches gilt auch für die anderen Flysche.

Jüngste Anteile des Prättigauflysches finden sich auch im Fenster von Gargellen in der Silvretta.

Die Frage, ob der Rhenodanubische Flysch unter oder über dem Liechtensteiner- und dem Prättigauflysch wurzelt, ist nicht sicher entscheidbar. Es spricht jedoch vieles dafür, daß der Rhenodanubische Flysch unmittelbar nördlich der Falknis-Schwelle sedimentiert worden ist. Es scheint für die Gault-Gesteine sogar eine *Bank-zu-Bank-Korrelation* möglich zu sein, was die südlichere Herkunft des Flysches sicherstellen müßte. S. Prey (siehe Kapitel 2.) möchte den Rhenodanubischen Flysch nördlich vom Prättigauflysch einordnen.

Reste der Falknisdecke gibt es im Bregenzerwald nördlich des kalkalpinen Zitterklapfen über dem Flysch, im Fenster von Nüziders in den Kalkalpen; solche der *Sulzfluhdecke* im Fenster von Gargellen, und zwar Sulzfluhgranit, Sulzfluhkalk und Globotruncanen-führende „Couches Rouges" unter dem Silvrettakristallin. Dieses Vorkommen verbindet sich, durch Karstwasserwege nachweisbar, mit jenem *Sulzfluhkalk-Gleitbrettstapel* des Rätikon-Hauptkammes vom Plaseggenpaß bis zum Lünersee (Abb. 38). Zwi-

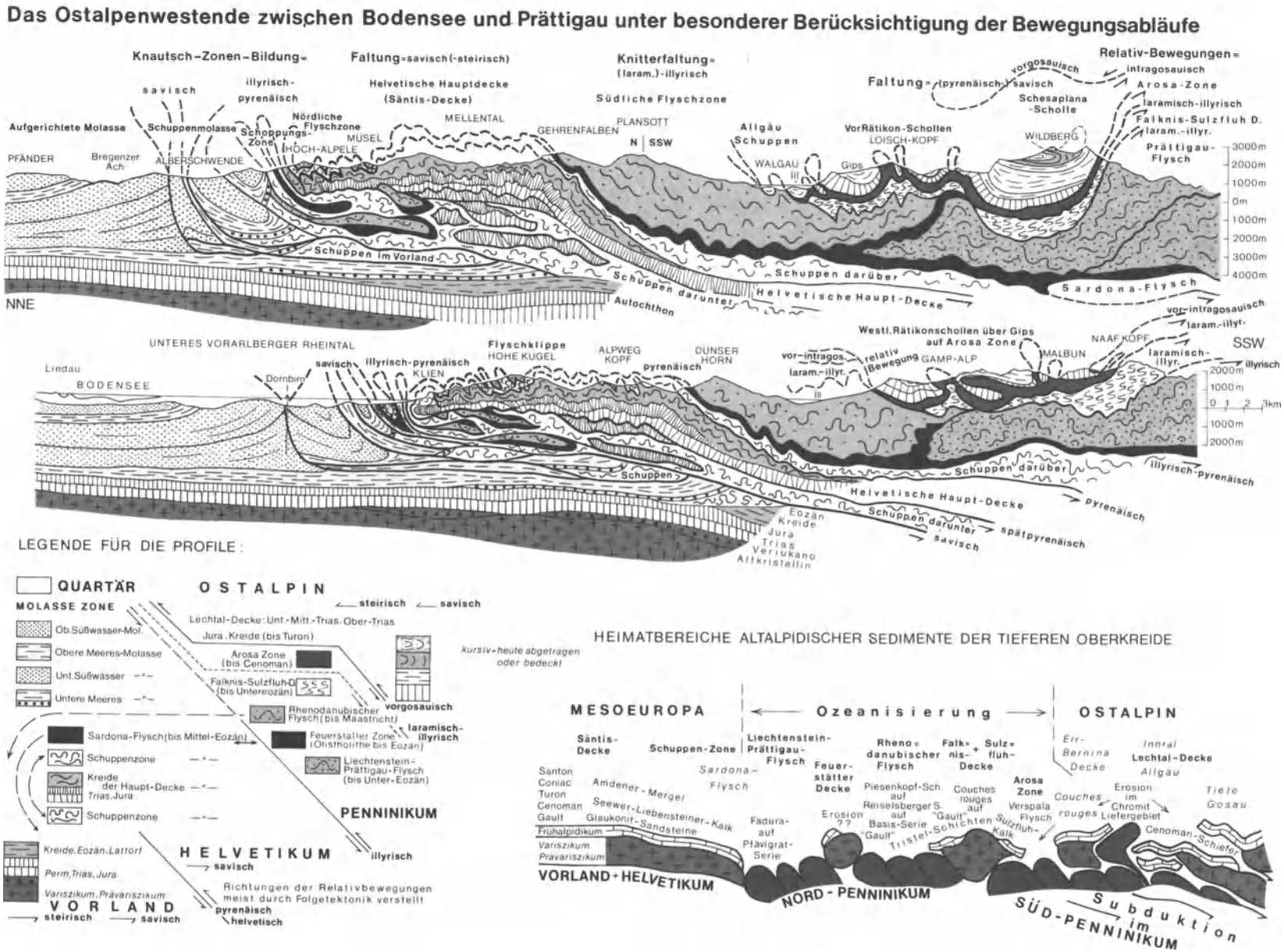


Abb. 40. Schnitte durch den Helvetikums-Aufbruch zwischen Alpenrheintal und Bregenzerach mit aufliegenden Flyschen sowie vorgelagerter und unterlagernder Molasse sowie in den nach Süden anschließenden Rätikon-Schnitten mit den, den Flyschen und Klippenzonen aufliegenden Kalkalpen

schen tektonisch tieferen, weniger mächtigen Gleitbrettern sind paleozäne „Couches Rouges" eingelegt – auf dem höchsten dicken Brett transgredierten „Couches Rouges" verschiedener Oberkreidestufen.

Südlich darunter liegt, zunächst wenig mächtig, die schollig gegliederte *Falknisdecke.* Westlich der dieses Gebirge krönenden kalkalpinen Schesaplana-Scholle baut sie dann hohe Gipfel um die Dreiländer-Grenze, während die Sulzfluhdecke über ihr zu einer Spurschollen-Reihe reduziert ist. Die *Falknis- und Sulzfluhdecke* haben durchaus den Baustil der zentralschweizer Klippenzonen, nur ist infolge der Überlagerung durch höhere tektonische Einheiten ihr durch die selektive Erosion freigelegtes Landformen-Inventar etwas verschieden.

Über der Falknis-Sulzfluh-Decke unmittelbar unter dem Silvrettakristallin sowie unter den kalkalpinen Rätikon-Schollen mit viel tektonisch eingebrachtem Gips und nach Osten und Süden mit z. T. zwischengeschalteten subsilvrettiden Schürflingen aus Grauwackengestein und Kalkalpin (in der Madrisazone) liegt die *zerschürfte Arosazone.* Sie liegt auch zwischen Flysch und Kalkalpin im Norden in den Walsertälern und im Hinteren Bregenzerwald. Im Lechquellen-Gebirge auf der Klesenza-Alpe und in den Allgäuer Alpen kommt an Schollengrenzen ebenfalls noch ophiolithisch durchsetzte Arosazone hoch. Hier im Osten scheint sie ins kalkalpine „Randcenoman" überzuleiten.

Mit der Falknis-Sulzfluh-Deckenfolge ist im Engadiner Fenster jenseits der Silvretta die Tasnadecke zu parallelisieren. Darüber folgen dort auf der Idalp im Fimbertal unmittelbar unter dem Altkristallin noch Ophiolithe, welche mit dem Höllentalflysch des Cenoman im Verband stehen dürften und wohl jenen der Arosazone des Westens gleichzusetzen sind.

Die Arosazone als tektonischer Körper entstand schon während der *tiefen Oberkreide* im Rahmen der *Vorgosauischen Phase* durch die Subduktion des zur Jurazeit gebildeten südpenninischen Tiefseebodens mit seiner bescheidenen Sedimentauflage unter das ostalpine Altkristallin hinein. Dies führte zu einer starken Durchmischung von ophiolithischen Spänen, Radiolariten, Tonen, Tonmergeln und Flysch-Abfolgen mit Schollen von Kristallin und ihm ursprünglich auflagernder Sedimente ostalpiner Fazies. Diese Ereignisse bedingten *ähnliche Abläufe,* wie sie später *im Paleozän und Eozän* durch die Subduktion der Basis der Flyschmassen des nördlichen Penninikums unter das Ostalpin zur Ausbildung der Wildflyschzone führen; für beide Vorgänge erweist der Augenschein im Gelände das Bild einer extremen Gesteinszerrüttung. Am meisten zu Schaden kamen dabei in der Arosazone dunkle Tone mit sandigen Lagen der Unterkreide (die Alpbachschiefer) sowie in der Wildflyschzone die faziell verwandten, jedoch jüngeren Junghansen-Schichten: beides Matrixgesteine für einen Melange-Komplex!

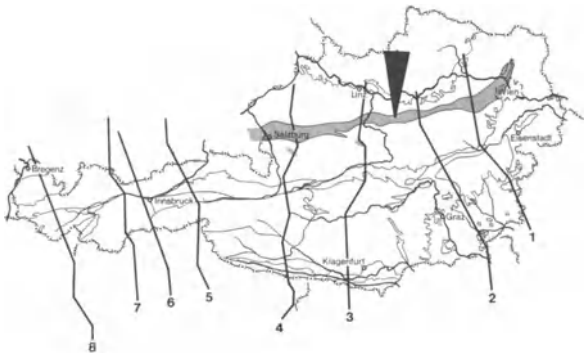
Die dabei zuletzt von der Laramischen über die Illyrische zur Pyrenäischen Phase ablaufenden geodynamischen Ereignisse bespricht Kapitel 1.3; über jene der nachfolgenden Zeit, welche vor allem für die gemeinsame Verfaltung der übereinander liegenden geologischen Körper und die durch ihre Hebung bewirkte Erosion verantwortlich sind, berichtet Kapitel 1.4.

Literatur: ALLEMANN F., BLASER R. & SCHÄTTI H. 1951, 1952, 1956; BERTLE H. 1970, 1972; BLUMENTHAL M. 1936; BOLLI H. 1944; CORNELIUS H. P. 1926; FUCHS W. 1971, 1976b; HALDIMANN P. A. 1975; HEIM A., BAUMBERGER E. & FUSSENEGGER S. 1933; HEIM A., SEITZ O. & FUSSENEGGER S. 1934; HESSE R. 1973; HÖFLE H. C. 1971; HÜGEL G. W. 1962; KALLIES H. B. 1961; KRAUS E. 1932; LEMCKE K. & WAGNER R. 1961; LEUPOLD W. 1942; MEESMANN P. 1925; MÜLLER M. 1970, 1978; NÄNNY P. 1948; OBERHAUSER R. 1958, 1970; REITHOFER O., SCHMIDEGG O. & OBERHAUSER R. 1964; RESCH W. 1976; RICHTER D. 1956; RICHTER M. 1969; RIEDEL L. 1940; SCHAAD H. W. 1925, 1926; SCHIDLOWSKI M. 1960; SAX H. G. 1925; WAGNER G. 1950; ZACHER W. 1973.

3.4. Helvetikum, Flysche und Klippenzonen von Salzburg bis Wien

Von Siegmund Prey

Mit den Abbildungen 41 bis 46



Profile 8–1 siehe Abb. 19

3.4.1. Erforschungsgeschichte

Der Name „Flysch" kommt von „fließen" und stammt aus der Schweiz. Ursprünglich eine auf verschieden alte Gesteine angewandte Bezeichnung, hat sich allmählich der von uns heute gehandhabte Flyschbegriff herausgebildet, wie er im Kapitel 3.4.3.3. erläutert wird. In den Ostalpen spricht man von einer Flyschzone, die den ganzen Nordrand der Kalkalpen begleitet. Der Name Flyschzone oder Sandsteinzone wird erstmals von E. Suess im Jahre 1875 gebraucht, wobei Helvetikum und Klippenzonen einbezogen waren. Maximale Höhen bis 1000 m erreichend, bildet sie ein bewaldetes oder durch Weiden und Mähwiesen landschaftlich genutztes Hügelland oder Mittelgebirge, in dem natürliche Felsbildungen kaum auftreten.

Die Flyschzone wurde von den Geologen vor allem wegen der Fossilarmut und der schlechten Aufschlußverhältnisse gerne gemieden. Trotzdem liegen von älteren Geologen örtlich nicht wenige Beobachtungen vor, die indessen häufig unterschiedlich ausgelegt wurden. Das Verhältnis von Flysch, Helvetikum und Klippenzonen zur Gosau der nördlichen Kalkalpen wurde, dem damaligen Kenntnisstand entsprechend, im Sinne einer ursprünglich engen Nachbarschaft der Ablagerungsräume interpretiert, das Helvetikum selbst entweder nicht erkannt oder als stratigraphisch Hangendes des Flysches aufgefaßt, während wir heute mit oft gewaltigen Abständen zwischen den Ablagerungsräumen rechnen. Autochthonistisch war auch noch die Auffassung von E. Kraus (1944), der damals seine Erfahrungen im Flysch und Helvetikum Bayerns auf Oberösterreich übertrug.

Neuen Auftrieb erhielt die Erforschung von Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich durch M. Richter & G. Müller-Deile (1940), die bereits die tektonische Selbständigkeit des Helvetikums feststellten und eine sehr weitgehend brauchbare Gliederung der Flyschserien vorlegten. Im Wienerwald führten die Forschungen von G. Götzinger (1952, 1954), unterstützt von H. Becker, zu Ergebnissen, die eine gute Grundlage für die weiteren und mit moderneren Mitteln betriebenen Untersuchungen bilden. Zu diesen zählen vor allem die Mikropaläontologie (Foraminiferen und Nannoplankton) und Schwermineraluntersuchungen. Die Gliederung der Jurafolgen der Klippenzonen durch F. Trauth (1921, 1930, 1948) ist heute noch voll gültig. Auf den genannten Grundlagen konnte der Verfasser seine Untersuchungen aufbauen (übrigens auch auf Initiative von G. Götzinger). Daneben arbeiteten auch andere Forscher, von denen nur genannt seien: F. Aberer, E. Braumüller, F. Brix, R. Grill, R. Janoschek, W. Janoschek, H. Küpper, W. Schnabel und einige Arbeitsgruppen (P. Faupl et al., W. Grün et al.). So wurde unser Wissen von Helvetikum, Klippenzonen und Flysch auf den heutigen Stand gebracht. Inzwischen wurde auch durch eine Anzahl von Bohrungen die allochthone Stellung der Flyschzone einwandfrei bewiesen. Eine Zeitlang schien die Flyschzone wegen möglicher Vorkommen von Erdöllagerstätten interessant zu sein; dieses Interesse verlagerte sich aber inzwischen zur darunterliegenden Molasse.

Im folgenden soll versucht werden, den heutigen Stand der Kenntnisse über die Flyschzone darzustellen. Man möge dabei im Auge behalten, daß es noch viele schlecht untersuchte Gebiete in ihr gibt.

Literatur: Prey S. 1951, 1962a, 1968c.

3.4.2. Regionaler Überblick

Nachdem im westlichsten Bayern das Helvetikum Vorarlbergs unter dem Flysch verschwindet und weiter östlich nur mehr in einigen Fenstern zum Vorschein kommt, wollen wir im östlichen Bayern und von Salzburg bis Wien den alteingeführten Namen Flyschzone verwenden. Ihr hier zur Darstellung kommender Abschnitt zwischen Salzburg und Wien umfaßt also neben dem dominierenden Rhenodanubischen Flysch Fenster von Helvetikum s. l. und auch die Klippenzonen, die in der östlichen Hälfte ziemlich geschlossene schmale Einheiten bilden. Der Abschnitt kann in fünf durch gewisse Eigentümlichkeiten gekennzeichnete Abschnitte unterteilt werden:

1. Der erste Abschnitt beginnt südöstlich vom Chiemsee und reicht bis zum Pechgraben südöstlich Steyr. Die Flyschzone erreicht eine Breite bis zu 20 km und ist durch häufige schmale und meist langgestreckte „Streifenfenster" von Helvetikum und Ultrahelvetikum gekennzeichnet. Sie zeichnen ein ansprechendes Muster von schrägen Linien und angedeuteten Bogenformen, die die unruhigen Faltenzüge einer unbelasteten Faltentektonik unterstreichen. Hier tritt neben dem Wolfgangseefenster innerhalb der Kalkalpen (siehe Kap. 3.4.10.) erstmals Klippenzone in einem kurzen Stück östlich vom Traunsee auf. Größere Vorkommen von Helvetikum liegen am Nordrand bei Salzburg.

2. Der zweite Abschnitt ist durch eine drastische Verschmälerung der Flyschzone, besonders im Ostteil, ausgezeichnet, verursacht durch den Stau an dem weit nach Süden vorspringenden Sporn des Böhmischen Massivs. Die auf der ganzen Strecke anhaltende Grestener, Stücke der wahrscheinlich vorhandenen St. Veiter Klippenzone und die Molassefenster sind charakteristische Bestandteile. Die Breite verringert sich in der Gegend von Mank auf wenige Kilometer. Der Abschnitt reicht etwa bis zum Tal der Traisen.

3. Im dritten Abschnitt, der den Wienerwald bis zur Donau umfaßt, entfaltet sich die Flyschzone wiederum zu einer Breite von ca. 20 km. Neue Elemente kennzeichnen einen deutlicheren Deckenbau; die Hauptklippenzone etwa in der Mitte begrenzt die Laaber Decke im Norden. Außerdem kann hier bewiesen werden, daß die St. Veiter Klippenzone ein Rest des Untergrundes des Flysches ist.

4. Über kleinere Vorkommen an der Oberfläche und den Untergrund des nordwestlichen Wiener Beckens leitet dieser Teil der Flyschzone zu der noch wesentlich breiteren Flyschzone der Karpaten über.

5. Ein eigener Abschnitt gilt den Flyschfenstern innerhalb der Kalkalpen. Sie beweisen die Fernüberschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone ebenso wie die Bohrung Urmannsau 1 bei Gaming südsüdöstlich Ybbs. Auch andere Bohrungen haben übereinstimmend erwiesen, daß die Flyschdecke samt dem Helvetikum und Ultrahelvetikum auf der viel jüngeren Molasse des Alpenvorlandes liegt. Die Wurzeln dieser Decken sind weit im Süden zu suchen.

Literatur: PREY S. 1968c.

3.4.3. Stratigraphie

3.4.3.1. Das Helvetikum

Die Schichtfolge der tieferen Einheit der Flyschzone, nämlich das Helvetikum-Ultrahelvetikum (vgl. Abb. 41) unterscheidet sich von der des Flysches sehr auffällig durch das Fehlen der Flyschfazies (Ausnahme: vielleicht die Wangschichten im Allgäu), die pelagische Fazies, die im Ultrahelvetikum bunten Farben und die unverhältnismäßig geringere Mächtigkeit der Schichtfolgen (allerdings muß man von den Jura-Unterkreidefolgen des klassischen Helvetikums absehen).

Der Reichtum an Foraminiferen in der Oberkreide und dem Alttertiär weist auf ein im Vergleich zum Flysch seichteres und wärmeres Meer hin, das freilich gegen Süden tiefer wurde, wie die Zunahme der sandschaligen Foraminiferen (die kaltes Tiefenwasser anzeigen) in dieser Richtung beweist. Nur im höheren Paleozän und Eozän kann im Norden ein drastisches Seichtwerden und starker Landeinfluß registriert werden. Wenn man in diesem Zeitraum teilweise begrenzte Schüttungen und Transgressionen in Interferenz mit Abtragungsvorgängen als gegeben ansieht, kann man die von bayerischen Geologen geforderten Schwellen zwischen den Teiltrögen des Helvetikum-Raumes entbehren (S. PREY, 1975).

Während von Westen her bis in den Raum von Schliersee noch Helvetikum von Schweizer Art bekannt ist, das eine Schichtfolge vom Schrattenkalk aufwärts umfaßt, ist südlich und

östlich davon nur noch Ultrahelvetikum vorhanden. In der Flyschzone östlich von Salzburg gibt es daher nur Ultrahelvetikum mit einem Schichtumfang vom Alb bis ins tiefe Obereozän. Während in der Schweiz die Herkunft des Helvetikums bzw. sein Zusammenhang mit dem einstigen variszischen Untergrund noch erkennbar ist, ist das gesamte Ultrahelvetikum und Helvetikum der Ostalpen heute wurzelloses Deckenland. Zwar müssen die Grestener Klippen wohl als Reste des einstigen Untergrundes des Ultrahelvetikums betrachtet werden, doch sind auch sie mittransportiert und wurzellos. Nach dem Muster der besser aufgeschlossenen Schweiz kann man sich eine Vorstellung davon machen.

3.4.3.2. Das Ultrahelvetikum

Über die fast nur lithologischen Schichtgliederungen möge man sich mittels Abb. 41 informieren.

Nur einige Grundzüge sollen herausgestellt werden. Das Alb des Nordultrahelvetikums ist eher dunkel gefärbt und höchstens schwach sandig. Die Schweizer Grünsandfazies ist verschwunden. Mikrofaunen und einige Ammonitenfaunen sind vorhanden. Es geht in das durch Kalkbänke mit tintigen Flecken in hellen Flekkenmergeln gekennzeichnete Cenoman über; beide Stufen sind im Südultrahelvetikum nur angedeutet, die Gesteine sind sandiger und glimmerig.

Darüber folgt im Nordultrahelvetikum eine Schichtgruppe, die durch häufige Rotfärbung ausgezeichnet ist, die im Campan stark abnimmt und im Maastricht dunkelgrauen Farben weicht. Im Turon verlieren sich dabei die zuerst weißen, dann rötlichen Kalkbänke, es stellt sich ein Wechsel von stärker und schwächer roten, hellgrauen und gelblichen, schieferigen Mergeln ein. Im Campan können wieder einige Kalkbänke in den oft fleckigen Mergeln auftreten. Im Südultrahelvetikum hingegen ist keine so genaue Gliederung in manchen Bereichen durch Foraminiferen möglich, insbesondere wenn Sandschalerfaunen nur geringe Aussagekraft besitzen.

Bisher sind nur nördlich Salzburg Schichten zwischen Maastricht und Thanet bekannt geworden (K. GOHRBANDT, 1963). Meist besteht hier eine mehr minder große Schichtlücke als Einleitung der unter starkem Landeinfluß stehenden Schichtgruppe des Paleozän-Eozäns. Die Sandschüttung im Bereich der untereozänen nummulitenführenden *Roterzschichten* muß von Nordosten gekommen sein (R. VOGELTANZ, 1970). Eine neue Transgression der nummuliten- und assilinenreichen, mitteleozänen *Adelholzener Schichten* erreichte, wenn auch vielleicht in getrennten kleineren Arealen in Form von Großforaminiferenbänken, eine viel größere Verbreitung. Der *Stockletten* darüber ist wieder ein Absatz tieferen Meeres und enthält quarzkörner- und glaukonitführende *Lithothamnienkalke.*

Im Südultrahelvetikum ist vor allem das Obersenon durch Sandschalerfaunen mit *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI), die vom Traunsee bis Wien bekannt sind, gut zu belegen, das Obersenon-Paleozän durch reichere Sandschalerfaunen mit *Rzehakina epigona* (RZEHAK). Vom Maastricht bis ins Eozän findet man teilweise bunte, aus Schiefertonen, Mergeln und Fleckenmergeln bestehende Schichtfolgen mit Sand- und Kalkschalerfaunen mit Globigerinen und Globorotalien und hie und da sehr spärlichen klastischen Einlagerungen. Neben dem sicherlich zur Schichtfolge gehörenden grobklastischen Eozän bei Rogatsboden gibt es eozäne rote Schiefertone mit *Cyclammina amplectens* GRZYBOWSKI.

Die Klippenserie der Grestener Klippenzone und Hauptklippenzone des Wienerwaldes beinhaltet Schichtglieder zwischen Obertrias (Keuper, nur bei Wien), Lias und Unterkreide. Auch hier findet zu Beginn des Oberjuras ein Umschlag von der landnahen Fazies der *Grestener-* und *Posidonienschichten* in die landferne pelagische Fazies der *Radiolarite* und *Aptychenschichten* statt. Über das Verhältnis zur Klippenhülle liegen uneinheitliche Beobachtungen vor; während bei Reinsberg (Gresten) und Stollberg (Wienerwald) die Sedimentation örtlich zumindest bis in die Mittelkreide weitergeht, ist bei Scharnstein (östlich Gmunden) eine Transgression des Obersenons über grobklastische Grestener Schichten bekannt (S. PREY, 1953). Möglicherweise wird die Schichtfolge gegen Osten vollständiger.

3.4.3.3. Der Rhenodanubische Flysch

Das Erscheinungsbild der Flyschablagerungen wird gekennzeichnet durch intensive Wechsellagerung von Schiefertonen bis Mergeln mit charakteristischen, meist kalkig, seltener mergelig gebundenen Sandsteinbänken, die Mächtigkeiten zwischen wenigen Zentimetern bis zu einigen Metern und selten auch mehr besitzen. Die Bänke weisen charakteristische Schichtungen und nicht selten verschiedene Erhabenheiten (Sohlmarken) an den scharf abgesetzten Bankunterseiten auf. Verschiedene Merkmale sind maßgebend für die Bezeichnung als Turbidite oder mitunter auch Fluxoturbidite (ST. DZULYNSKI). In Mergeln und Tonmergeln sind für Flysch eigentümliche Lebensspuren, und zwar vor allem Grabbauten (Fukoiden, Chondriten) und Weidespuren (Helminthoideen) vorhanden.

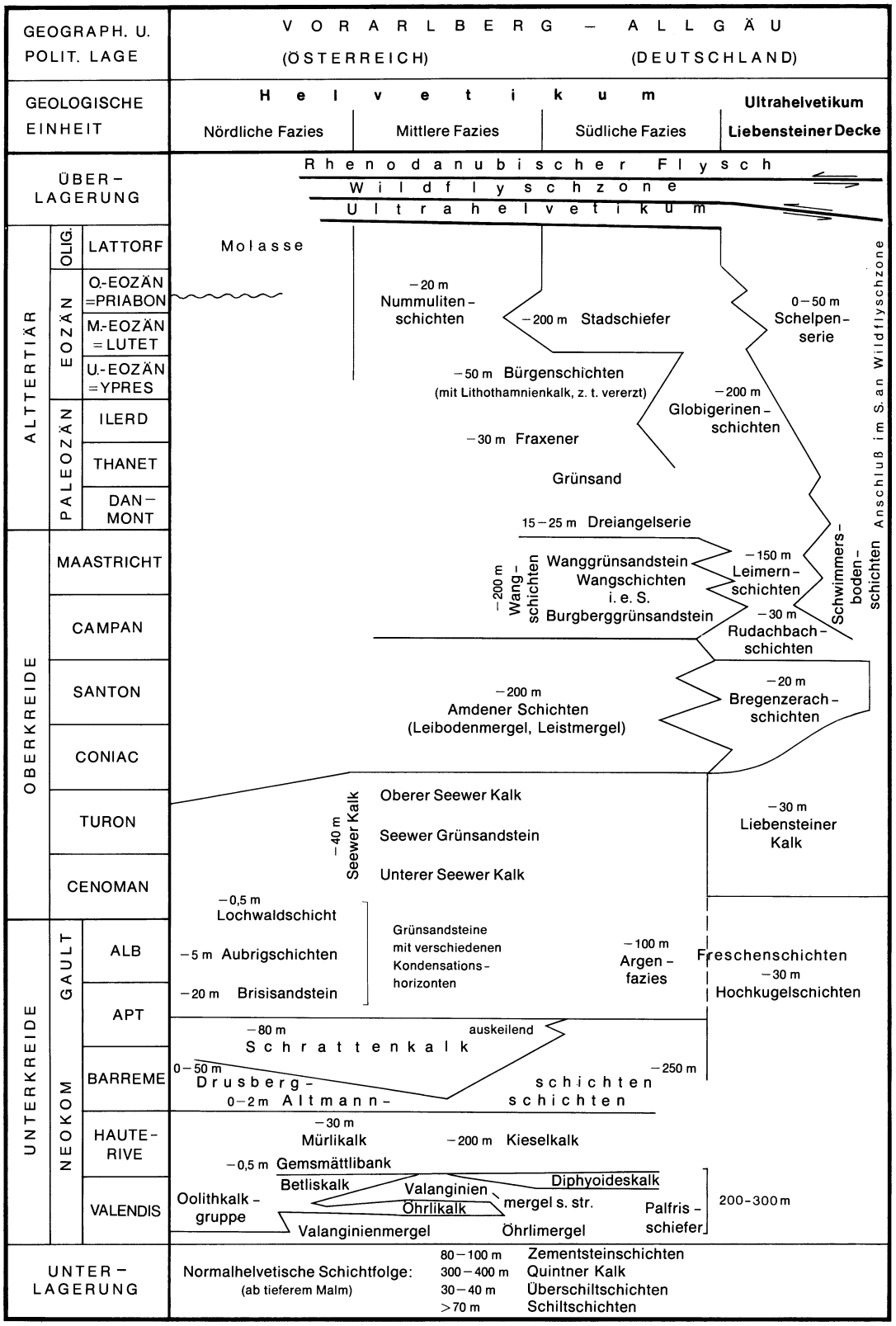
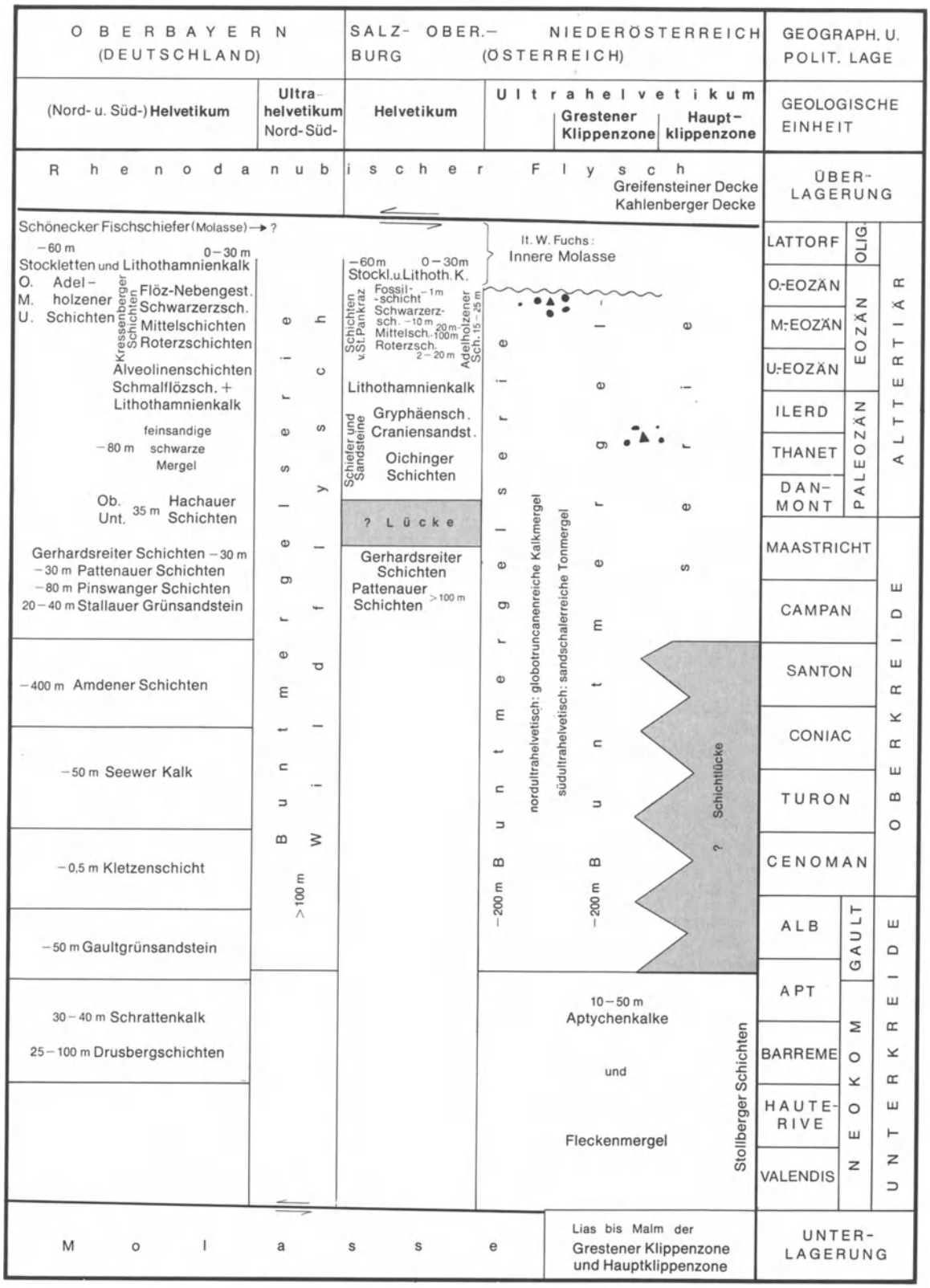


Abb. 41. Jura, Kreide und Alttertiär der Helvetischen Schichtfolgen der nördlichen Ostalpen. (Zusammengestellt von WOLFGANG SCHNABEL)


OBERBAYERN (DEUTSCHLAND)
SALZBURG
OBER.– NIEDERÖSTERREICH (ÖSTERREICH)
GEOGRAPH. U. POLIT. LAGE
(Nord- u. Süd-) Helvetikum
Ultrahelvetikum Nord-Süd-
Helvetikum
Ultrahelvetikum
Grestener Klippenzone
Hauptklippenzone
GEOLOGISCHE EINHEIT
Rhenodanubischer Flysch
Greifensteiner Decke
Kahlenberger Decke
ÜBERLAGERUNG
Schönecker Fischschiefer (Molasse) → ?
Stockletten und Lithothamnienkalk
O. Adel–
M. holzener
U. Schichten
Kressenberger Schichten
Flöz-Nebengest.
Schwarzerzsch.
Mittelschichten
Roterzschichten
Alveolinenschichten
Schmalflözsch. + Lithothamnienkalk
feinsandige schwarze Mergel
Ob. Unt. Hachauer Schichten
Gerhardsreiter Schichten
Pattenauer Schichten
Pinswanger Schichten
Stallauer Grünsandstein
Amdener Schichten
Seewer Kalk
Kletzenschicht
Gaultgrünsandstein
Schrattenkalk
Drusbergschichten
Buntmergelserie
Wildflyschzone
Stockl.u.Lithoth.K.
Fossilschicht
Schwarzerzsch.
Mittelsch.
Roterzsch.
Schichten v. St. Pankraz
Adelholzener Sch.
Lithothamnienkalk
Gryphäensch.
Craniensandst.
Schiefer und Sandsteine
Oichinger Schichten
? Lücke
Gerhardsreiter Schichten
Pattenauer Schichten
lt. W. Fuchs: Innere Molasse
Buntmergelserie
nordultrahelvetisch: globotruncanenreiche Kalkmergel
südultrahelvetisch: sandschalerreiche Tonmergel
? Schichtlücke
Aptychenkalke
und
Fleckenmergel
Stollberger Schichten
Molasse
Lias bis Malm der Grestener Klippenzone und Hauptklippenzone
UNTERLAGERUNG
LATTORF
O.-EOZÄN
M.-EOZÄN
U.-EOZÄN
ILERD
THANET
DANMONT
OLIG.
EOZÄN
PALEOZÄN
ALTTERTIÄR
MAASTRICHT
CAMPAN
SANTON
CONIAC
TURON
CENOMAN
OBERKREIDE
ALB
APT
BARREME
HAUTERIVE
VALENDIS
GAULT
NEOKOM
UNTERKREIDE

Hatte man früher allgemein angenommen, der Flysch sei eine ausgesprochene Seichtwasserablagerung mit Tierfährten, Pflanzenhäcksel u. dgl., so steht heute als viel bessere und durch Beobachtungen in den heutigen Meeren und sogar durch Laborversuche untermauerte Theorie diejenige der „turbidity currents" von PH. H. KUENEN & C. I. MIGLIORINI (1950), PH. H. KUENEN & A. CAROZZI (1953) im Vordergrund.

Dieser Theorie zufolge rutschen in Küstennähe labil angehäufte Sedimente, ausgelöst durch Erdbeben, Meeresspiegelschwankungen u. ä., ab. Beim Abgleiten in die Tiefsee (!) bildet sich ein Suspensionsstrom (*„turbidity current"*, Trübestrom, Suspensionslawine), der am Meeresgrund, oft in untermeerischen „canyons", mit großen Geschwindigkeiten abfließt. Bei Abnahme der Geschwindigkeit und Transportkraft, was meist bei Erreichen des Tiefseebodens der Fall sein wird, fallen Bestandteile der Suspension aus, und zwar die größten und schwersten zuerst, dann immer kleinere, während die tonige Restsubstanz sich oft nur sehr langsam absetzt. Dadurch entsteht die für Flyschsandsteine so charakteristische gradierte Schichtung *(„graded bedding")* mit dem gröbsten Sandmaterial unten und dem feinsten oben. Oft gehen sogar die Sandsteine in die hangenden Mergel über. Die Bänke können eine oft riesige flächenhafte Ausbreitung erlangen.

Sedimente, die durch einen solchen Mechanismus entstehen, werden also Turbidite genannt. Fluxoturbidite entstehen, wenn die Suspension so dicht ist, daß eine Saigerung sehr erschwert wird, oder stärkere Gleiterscheinungen hinzukommen.

Wenn sich im Schlamm des Meeresbodens z. B. Kriechspuren von Organismen oder Erosionsformen durch die scharfe Strömung des Trübestromes einprägen und diese durch den Sand der Suspensionswolke ausgefüllt werden, entstehen die erwähnten Sohlmarken an den Bankunterseiten. Den verschiedenen Strömungsgeschwindigkeiten und Turbulenzen entspricht die verschiedenartige Schichtung innerhalb der Flyschsandsteinbänke: Wulstschichtung (Fließfalten, häufig in der Mitte der Bank), Schräg- und Kreuzschichtung (oft im höheren Bankteil) und Laminierung (ebene Feinschichtung im oberen Teil der Bank, wo die unregelmäßigen Schichtungen der tieferen Teile ausgeglichen werden). Nach dem Absatz erfolgt die Verfestigung. Die spezielle pelitische Tiefseesedimentation geht weiter, bis der nächste Trübestrom eine neue Sandsteinbank darüberbreitet.

Die Strömungsmarken an der Basis der Sandsteinbänke können Aufschluß über die Richtungen geben, aus der die sedimentbringende Strömung gekommen ist. Wir haben noch viel zu wenig Messungen, doch erkennt man meist mehr oder minder trogparallele, aber oft in verschiedenen Serien konträre Strömungsrichtungen.

Auf diese Weise gelangt aus dem Küstenbereich stammendes Material, einschließlich Organismenresten, Pflanzenhäcksel etc. oft viele hundert Kilometer weit in die Tiefsee, wo man solches auch schon rezent in Wechsellagerung mit Tiefseesedimenten gefunden hat.

Aus alledem ist leicht zu entnehmen, daß die Bildung der Sandsteinbänke ein ganz kurzdauernder Vorgang ist im Vergleich zu der äußerst langsamen und daher lange Zeit dauernden Ablagerung der Schiefertone oder Tonmergel.

Wenn wir die einzelnen unterscheidbaren Komplexe der Serie des Rhenodanubischen Flysches kurz zu kennzeichnen versuchen, so kann man folgendes hervorheben: im Neokomflysch das zögernde Einsetzen echter Flyscherscheinungen; dunkle Farben, Kiesel- und Glaukonitgehalt des Gaultflyschs, die in Anklängen gelegentlich im Alttertiär wiederkehren; die mächtigeren, oft wenig gegliederten glimmerigen Sandsteinbänke des Reiselsberger Sandsteins; der Kalkreichtum der Zementmergelserie; die glimmerigen, mürb verwitternden Sandsteinbänke in der Flyschserie des Maastricht-Paleozäns; die basal besonders groben und etwas kieseligen Sandsteinbänke der Hoisschichten und der Schieferreichtum der Agsbachschichten oder die massigen Komplexe der Greifensteiner Sandsteine; nicht zu vergessen die zumeist nicht sehr mächtigen Verbände mit roten, grünen und grauen Schiefern. Die genaue Gliederung möge man Abb. 42 im Verein mit den folgenden Zeilen entnehmen.

Die Einstufung der Flyschschichten erfolgt durch Foraminiferenfaunen, in neuester Zeit auch durch Nannoplankton (siehe Abb. 45, 46). Megafossilien, wie etwa die großen Inoceramen von Muntigl und Bergheim bei Salzburg, z. B. *Inoceramus salisburgensis* FUGGER & CASTNER und die Ammoniten *Pachydiscus neubergicus* (HAUER), *Hamites fuggeri* SCHWARZACHER oder G. GÖTZINGERs *Gaudryceras mite* (HAUER) von Purkersdorf, sind ausgesprochene Seltenheiten.

Abgesehen von überhaupt nahezu fossilfreien Proben ist die Mehrzahl der Foraminiferenfaunen schwer oder nur grob einstufbar. Vereinzelt vorkommende leitende Foraminiferen (Globotruncanen, Globorotalien) sowie Orbitoiden im Maastricht und Nummuliten im Alttertiär sind willkommene Fossilien. Verhältnismäßig oft findet man die Foraminifere *Rzehakina epigona* (RZEHAK) im Maastricht-Paleozän. Immerhin kann auch aus den ärmlichen Sandschalerfaunen, oft auch aus der Größenzunahme einiger Formen im Senon auf das ungefähre Alter der be-

probten Schicht geschlossen und dadurch eine Gliederung gewonnen werden.

Obertrias bis Neokom der St. Veiter Klippenzone: In der von F. TRAUTH reich gegliederten Schichtfolge werden die Keuper- und küstennahe Grestener Fazies von Schichten verhältnismäßig tiefen Meeres abgelöst und Doggerkalke, Radiolarite, bunte Oberjurakalke (Aptychenkalke) abgesetzt; als Schichtumfang ist Obertrias (Keuper) bis Neokom bekannt (vgl. Abb. 44).

Flyschneokom, Wolfpassinger Schichten (z. T.): Graue detritäre Kalke mit verschieden deutlichen Flyscherscheinungen, oft feinspätige Feinbrekzien, nur selten gröbere Brekzien wechsellagern mit grauen bis dunkelgrauen Tonmergelschiefern. Spärliche Mikrofaunen werden gelegentlich durch Aptychenfunde ergänzt. Durch E. KAMPTNER bekannt gemachte Arten der Gattung *Nannoconus* sind hier wichtige Leitfossilien der Nannopaläontologie (Abb. 45).

Flyschgault, Wolfpassinger Schichten (z. T.): Schwarze und graugrüne Schiefertone mit dunklen, gradierten Sandkalk- und schwarzgrünen Glaukonitquarzitbänken („Ölquarzite"), örtlich auch Brekzien. Dem kieselreichen Milieu entsprechen die häufigen Radiolarien neben den oft sehr ärmlichen Sandschalerfaunen aus der Tiefsee mit *Plectorecurvoides alternans* NOTH. Ganz im Südosten, im Gebiet des Lainzer Tiergartens, keilen sie innerhalb der roten Schiefertone der Mittelkreide anscheinend gegen Südosten aus.

Untere Bunte Schiefer: Die Unteren Bunten Schiefer zwischen Flyschgault und Reiselsberger Sandstein sind meist nur in guten Profilen erkennbar. Paläontologische Nachweise sind sehr selten gelungen.

Serie mit Reiselsberger Sandstein: Die bunten Schichten der Mittelkreide, die aus roten und grünen Schiefertonen, z. T. mit dünnen Siltsteinbänkchen bestehen, enthalten im Osten oft mächtige Bänke des glimmerführenden Reiselsberger Sandsteins. Am Südrand der westlicheren Flyschzone (z. B. bei Unterach) gibt es eine ähnliche Ausbildung der Mittelkreide. Sonst werden die selten über 10–20 m mächtigen Bänke des Reiselsberger Sandsteins von einer grauen bis grünlichgrauen, sehr fossilarmen Flyschserie umgeben. Der Gesamthabitus der Sandsteine und ihre Schwermineralspektren bleiben von Vorarlberg über Bayern bis Wien überall bemerkenswert ähnlich.

Obere Bunte Schiefer: Rote, grüne und graue Schiefertone und Tonmergel mit dünnen Siltsteinbänkchen. Die Sandschalerfaunen mit häufigeren Dendrophryen und nur vereinzelt zweikieligen Globotruncanen sind ärmlich und kleinwüchsig.

Kaumberger Schichten: Sie zeigen die gleiche Fazies, wie die Oberen Bunten Schiefer, wobei z. T. größere rot- oder grünbetonte Komplexe wechseln. Während die Oberen Bunten Schiefer etwa auf Coniac beschränkt sind, haben die Kaumberger Schichten einen Umfang von Coniac bis Campan, stellenweise von (?) Mittelkreide bis Maastricht und müssen als Äquivalente vor allem der Oberen Bunten Schiefer *und* der Zementmergelserie angesehen werden. Sie sind ein die Laaber Decke im Wienerwald auffällig kennzeichnendes Schichtglied.

Die Mikrofaunen sind ähnlich denen der Oberen Bunten Schiefer. Die allerjüngsten Glieder führen bereits *Rzehakina epigona* (RZEHAK).

Zementmergelserie, Kahlenberger Schichten: Die Zementmergelserie geht mit Übergängen aus den bunten Schiefern hervor, wobei die tiefen Anteile der Zementmergelserie (= Dünnbankige Zementmergelbasisschichten) Ähnlichkeit mit den Piesenkopfschichten des Westens haben. Nach oben rücken die Bänke dichter zusammen, ganz oben vergröbert sich auch das Korn der Basallagen. Bänke von Sandkalken bis Kalksandsteinen wechsellagern mit Mergeln und Tonmergellagen. Fukoiden und Helminthoideen sind besonders häufig. Die Dendrophryenfaunen mit vereinzelt zweikieligen Globotruncanen werden nach oben zu ein wenig großwüchsiger. Allerdings kann man auch Proben entnehmen, die nur Limonitstengel enthalten. Sie sind ins Santon-Campan einzustufen.

In der Flyschzone Salzburgs und Oberösterreichs nimmt die Mächtigkeit der Zementmergelserie gegen Norden merklich ab.

In der Kahlenberger Decke des Wienerwaldes erscheinen bereits im Ober-Campan, also schon etwas früher als sonst, die ersten Mürbsandsteinbänke und dunklen Schiefertone, eine Serie, die sich ohne Zwischenschaltung Oberster Bunter Schiefer in die Sieveringer und Altlengbacher Schichten fortsetzt. Es erweist sich daher als vorteilhaft, diese Entwicklung (Santon-Campan) nach der namengebenden Lokalität „Kahlenberger Schichten" zu nennen, zum Unterschied von der von Westen her bis in die Greifensteiner Decke verbreiteten Entwicklung der „Zementmergelserie", die ohne Mürbsandsteine bis ins Obere Campan hinaufreicht und – mit Ausnahme südlichster Gebiete – durch Oberste Bunte Schiefer von der hauptsächlich ins Maastricht-Paleozän gehörenden mürbsandsteinführenden Serie getrennt wird.

Oberste Bunte Schiefer: Es sind wiederum rote und grüne, auch graue Schiefertone bis Tonmergel mit dünnen Siltsteinbänkchen. Die Sandschalerfaunen sind ein wenig reicher; man findet zwar keine Globotruncanen, dafür aber selten

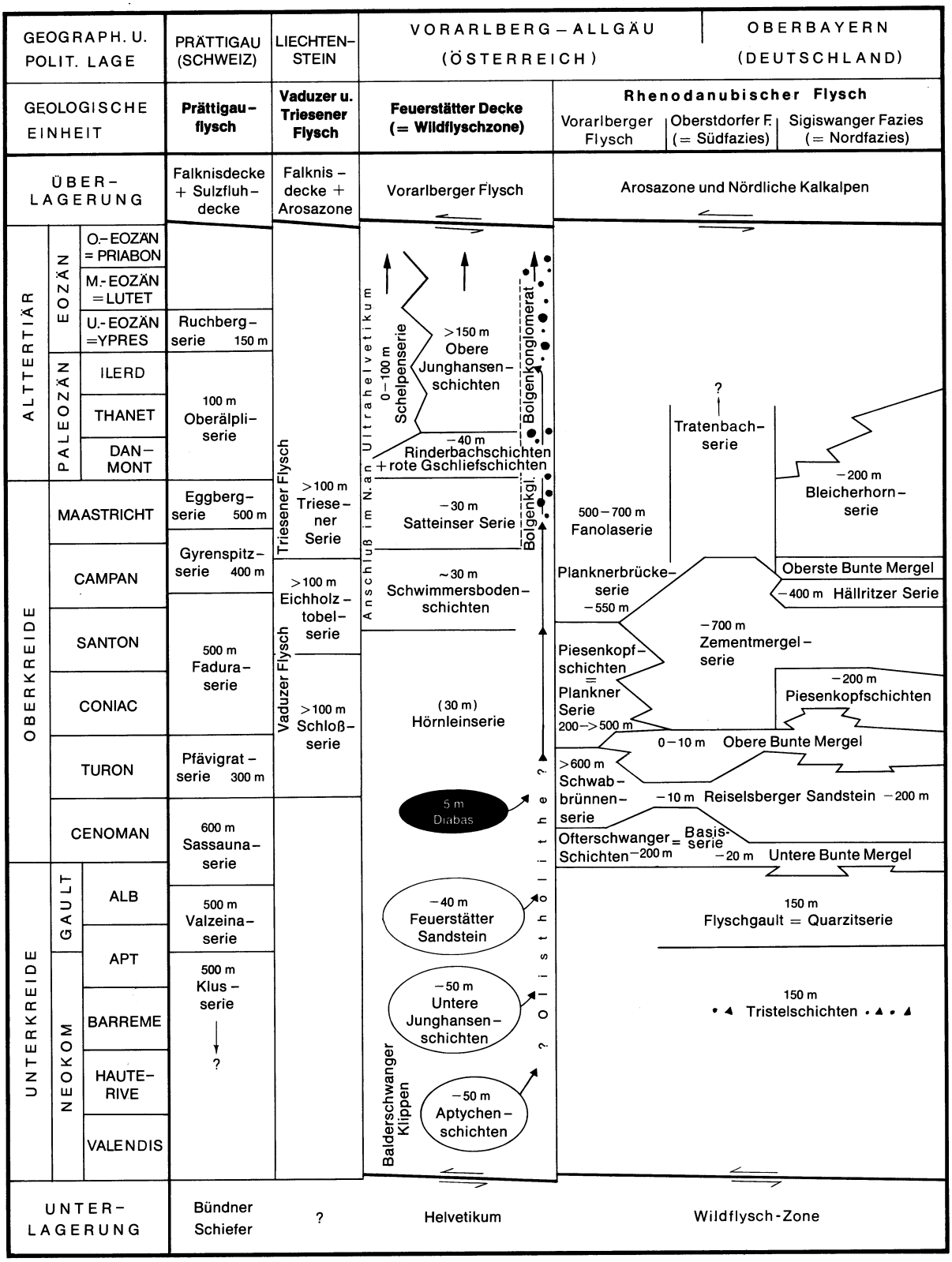
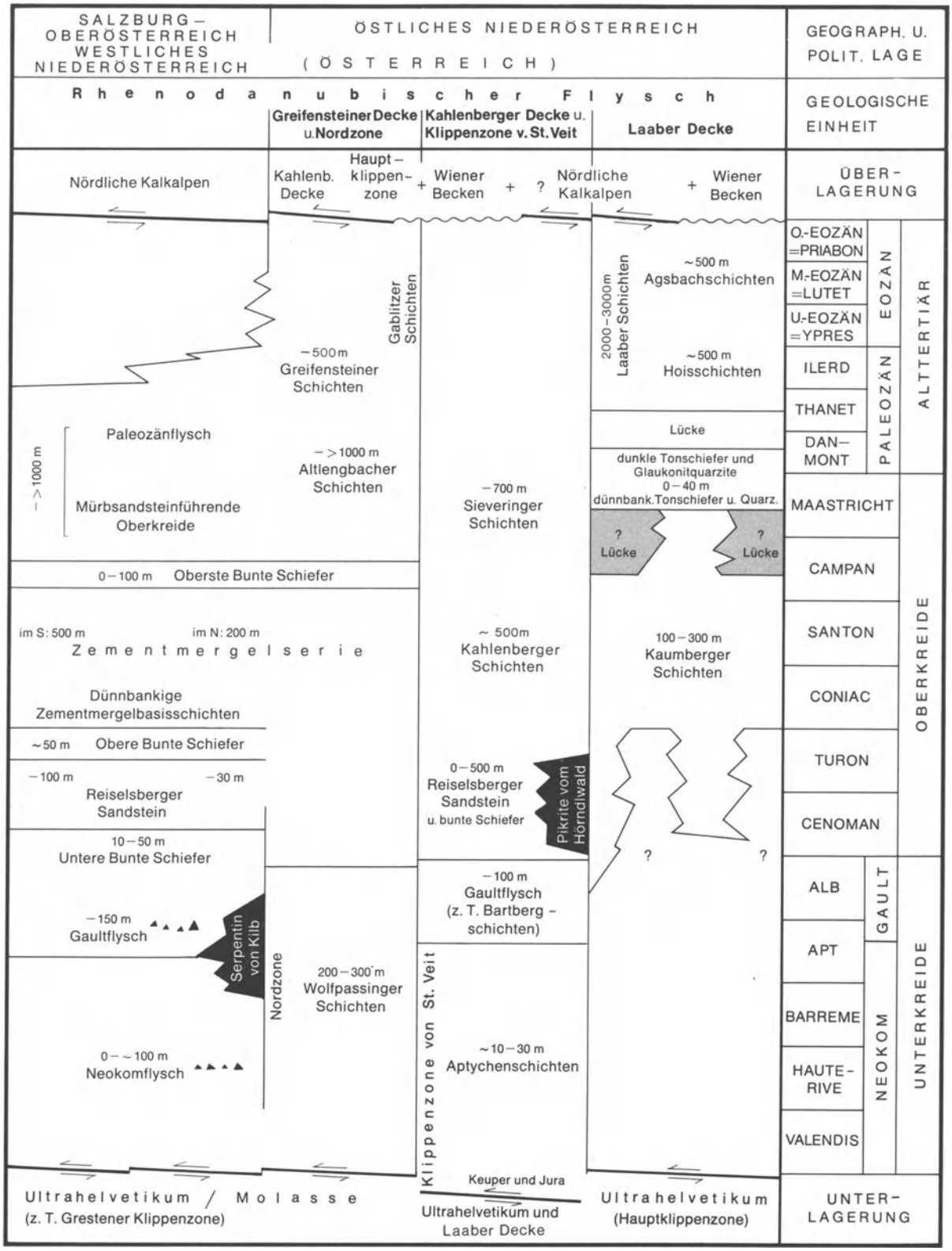


Abb. 42. Kreide und Alttertiär der Schichtfolgen des Flysches der nördlichen Ostalpen. (Zusammengestellt von WOLFGANG SCHNABEL)


SALZBURG – OBERÖSTERREICH WESTLICHES NIEDERÖSTERREICH
ÖSTLICHES NIEDERÖSTERREICH (ÖSTERREICH)
GEOGRAPH. U. POLIT. LAGE
Rhenodanubischer Flysch
Greifensteiner Decke u. Nordzone
Kahlenberger Decke u. Klippenzone v. St. Veit
Laaber Decke
GEOLOGISCHE EINHEIT
Nördliche Kalkalpen
Kahlenb. Decke
Haupt – klippen – zone
+ Wiener Becken + ? Nördliche Kalkalpen + Wiener Becken
ÜBER – LAGERUNG
Gablitzer Schichten
~500 m Greifensteiner Schichten
2000–3000m Laaber Schichten
~500 m Agsbachschichten
~500 m Hoisschichten
O.-EOZÄN =PRIABON
M.-EOZÄN =LUTET
U.-EOZÄN =YPRES
EOZÄN
ILERD
THANET
DAN– MONT
PALEOZÄN
ALTTERTIÄR
Paleozänflysch
> 1000 m
Mürbsandsteinführende Oberkreide
– > 1000 m Altlengbacher Schichten
Lücke
dunkle Tonschiefer und Glaukonitquarzite 0–40 m dünnbank. Tonschiefer u. Quarz.
– 700 m Sieveringer Schichten
? Lücke
? Lücke
MAASTRICHT
CAMPAN
SANTON
CONIAC
TURON
CENOMAN
OBERKREIDE
0–100 m Oberste Bunte Schiefer
im S: 500 m im N: 200 m
Zementmergelserie
~ 500m Kahlenberger Schichten
100–300 m Kaumberger Schichten
Dünnbankige Zementmergelbasisschichten
~50 m Obere Bunte Schiefer
– 100 m – 30 m
Reiselsberger Sandstein
0–500 m Reiselsberger Sandstein u. bunte Schiefer
Pikrite vom Hörndlwald
10–50 m
Untere Bunte Schiefer
– 100 m Gaultflysch (z. T. Bartberg – schichten)
– 150 m Gaultflysch
Serpentin von Kilb
Nordzone
200–300 m Wolfpassinger Schichten
Klippenzone von St. Veit
~10–30 m Aptychenschichten
0 – ~ 100 m Neokomflysch
ALB
APT
BARREME
HAUTE – RIVE
VALENDIS
GAULT
NEOKOM
UNTERKREIDE
Keuper und Jura
Ultrahelvetikum / Molasse (z. T. Grestener Klippenzone)
Ultrahelvetikum und Laaber Decke
Ultrahelvetikum (Hauptklippenzone)
UNTER – LAGERUNG

kümmerliche Rzehakinen. Diese Schiefer sind vom östlichen Oberbayern gegen Osten bekannt, setzen aber zumeist gegen Süden aus. In der Kahlenberger Decke des Wienerwaldes fehlen sie, wie eben erwähnt.

Mürbsandsteinführende Oberkreide und Alttertiär, Altlengbacher und Sieveringer Schichten: Kalkige bis mergelige gradierte Sandsteinbänke, mergelig gebundene, glimmerige Mürbsandsteine von Fluxoturbidit-Charakter wechsellagern mit grauen Mergeln und grauen bis schwarzen Tonmergelschiefern und Schiefertonen. Mergelige, vorwiegend feinkörnigere Sandsteine sind vor allem in den jüngeren Anteilen der Schichtfolge und den Altlengbacher Schichten des Wienerwaldes verbreitet. Ab und zu beobachtet man Gleiterscheinungen im unmittelbaren Gefolge der Ablagerung der Sandsteinbänke.

Abgesehen von Proben mit Limonitstengeln, findet man beim Schlämmen meist großwüchsige Sandschalerfaunen, nicht selten mit *Rzehakina epigona* (RZEHAK) und häufig großen Trochamminoiden. Selten nur findet man einzelne Globotruncanen oder auch Globorotalien, im Grobanteil kalkiger kretazischer Sandsteinbänke auch bisweilen Orbitoiden. Fukoiden und breitere Chondriten, seltener Helminthoideen sind zu erwähnen. Nannoplankton gibt öfters gute Altershinweise. Die Faunen bestätigen ein Alter von Maastricht-Paleozän (Eozän?).

Neben der Zementmergelserie gehören diese Schichten wegen ihrer großen Mächtigkeit, die nach Norden zunimmt, zu den wichtigsten Baugliedern der Flyschzone.

Greifensteiner und Gablitzer Schichten, Glaukonitsandsteinserie, Steinbergflysch: Wechsellagerungen von Flyschsandsteinlagen mit z. T. mergeligen Schiefertonlagen enthalten mehr oder minder mächtige Komplexe von oft grobkörnigen, glaukonit- und nummulitenführenden Greifensteiner Sandsteinen. Auf Grund von Nannofossilien (die für die Altersgliederung im Paleozän-Eozän unerläßlich sind, Abb. 46) konnte eine Gliederung in drei Komplexe vorgenommen werden. Die Mikrofaunen sind zumeist – wenn überhaupt vorhanden – arme Sandschalerfaunen, z. T. mit Rzehakinen. Aus dünnbankigeren Schichten sind schöne Fährten bekannt geworden (G. GÖTZINGER, 1951). Diese Schichten fehlen westlich vom Wienerwald, sind aber anderseits bis in die Westkarpaten verbreitet, wobei die bei Zistersdorf oftmals erbohrte Glaukonitsandsteinserie zum Luhačovicer Sandstein in Mähren vermittelt. Das Alter ist Paleozän. Der im Untergrund des Wiener Beckens die *Glaukonitsandsteinserie* überlagernde, tonreiche *Steinbergflysch* reicht bis ins Mitteleozän. Dem Alter nach entsprechen diese Flyschserien dem tieferen Teil des Maguraflysches der Karpaten.

Laaber Schichten: Sie sind ein wesentlicher Teil der Laaber Decke im Wienerwald und faziell etwas abweichend von den gleichalten Greifensteiner Schichten. Ähnliche Gesteine können allerdings auch in den jüngsten Teilen der Sieveringer und Altlengbacher Schichten gefunden werden. Greifensteiner Sandsteine fehlen. Es bietet sich eine Gliederung in die an gradierten Sandsteinen reichen *Hoisschichten* und die schiefertonreichen und nur wenige, oft kieselige Feinsandsteinbänke führenden *Agsbachschichten* (S. PREY, 1965) an. Foraminiferenfaunen sind fast immer nichtssagend und sehr arm; Nannobefunde aber sprechen für höheres Paleozän bis Mitteleozän, im Bereich der Hauptklippenzone einmal sogar für tiefes Obereozän. Die Mächtigkeit dürfte 2000–3000 m erreichen.

Informationen über die Korrelierung der Schichten der östlichen und westlichen Flyschzone gibt Abb. 42.

Literatur: ABERER F. 1951; ABERER F. & BRAUMÜLLER E. 1958; BRIX F. 1961, 1970; DZULYNSKI ST. et al. 1959; EXNER CH. & ZIRKL E. J. 1962; FAUPL P. 1976; FAUPL P. et al. 1970; GÖTZINGER G. 1954; GÖTZINGER K. 1937; GOTTSCHLING P. 1966; GRILL R. 1962, 1962a, 1968; GRÜN W. et al. 1972; HEKEL H. 1968; HESSE R. 1965; JAEGER R. 1914; JANOSCHEK R. et al. 1956; JANOSCHEK W. 1964; KRÖLL A. & WESSELY G. 1967; KUENEN PH. H. 1957, 1958; KUENEN PH. H. & CAROZZI A. 1953; KÜHNEN PH. H. & MIGLIORINI C. I. 1950; KÜPPER H. 1962, 1965; NOTH R. 1951; NOTH R. & WOLETZ G. 1954; OBERHAUSER R. 1973b; PAPP A. 1962, 1965; PREY S. 1950, 1953b, 1957, 1962a, b, 1965b, 1968c, 1973, 1974, 1975b, c; RICHTER M. & MÜLLER-DEILE G. 1940; STURM M. 1969; THENIUS E. 1974; TRAUB F. 1953; TRAUTH F. 1930; WIESENEDER H. 1967; WOLETZ G. 1962.

3.4.3.4. Das Phänomen der exotischen Blöcke in der Flyschzone

Auf diese, von den Geologen schon sehr früh beachtete Erscheinung soll besonders hingewiesen werden! Die sogenannten exotischen Blöcke und Scherlinge sind in der Flyschzone von Oberösterreich bis Wien häufig beobachtet worden; G. GÖTZINGER hat ihr im Wienerwald großes Augenmerk geschenkt, wie auch allgemein S. PREY.

Es handelt sich um große und kleine Blöcke von Granitoiden bis Tonaliten, Gneisen, Kristallin u. a., die sicherlich nur zum kleinsten Teil echte Scherlinge von irgendeinem kristallinen Untergrund, sondern meist Gerölle oder Bruchstücke von Geröllen sind. Es gibt sie hauptsächlich in den Klippenzonen und im Bereich wichtiger tektonischer Bewegungsbahnen in der Flyschzone. Als echten Scherling wird man vermutlich den vergneisten Granit des Leopold v. Buch-Denkmals bei Großraming nennen kön-

nen. Die anderen stammen aber entweder aus Blockschichten, bzw. Ansammlungen von Brandungsgeröll, wie sie z. B. im Grestener Lias der Klippenzonen oder im Alttertiär des Ultrahelvetikums, z. B. in Rogatsboden, bekannt sind. Einige könnten auch eingeglittene, oder aus Blockschichten losgelöste und tektonisch verfrachtete Blöcke sein. Überdies muß sicherlich auch eine vor allem quartäre Verfrachtung an Hängen und in Bächen berücksichtigt werden.

Literatur: FAUPL P. 1975; GÖTZINGER G. 1952; GÖTZINGER G. & EXNER CH. 1953; GÖTZINGER G. & VETTERS H. 1923; LÖGTERS H. 1937; PREY S. 1953; ZAPFE H. & SEDLACEK M. 1937.

3.4.4. Vulkanismus

Die Anzeichen für einen Vulkanismus sind spärlich, wenn man von immer wieder verstreut in der Buntmergelserie auftretenden Blöcken von Serpentinit, Ophicalzit u. ä. absieht. Serpentin, Ophicalzit, Diabas und Gabbro sind auch mit dem Oberjura der Klippen im Wolfgangseefenster verknüpft, ähnlich ein kleines Vorkommen von Serpentin und Ophicalzit 300 m südöstlich von Gstadt bei Waidhofen a. d. Ybbs (CH. EXNER & E. J. ZIRKL, 1962). Serpentin und eine sedimentäre Serpentinbrekzie sind bei Kilb (südwestlich St. Pölten) mit Unter- bis Mittelkreideflysch verbunden, ähnlich wie die Pikrite und Pikrittuffe im Hörndlwald (H. KÜPPER in: R. JANOSCHEK et al., 1956), sowie in der Spiegelgrundgasse (R. GRENGG, 1914) in Wien. Der auffällige Apatitgehalt und der in geringer Menge im Schwermineralspektrum der Reiselsberger Sandsteine und Kaumberger Schichten bekannte Chromit (Chromspinell) könnte mit diesem Vulkanismus zusammenhängen, zumal dieses Mineral im Serpentin von Kilb reichlich vorkommt.

Blöcke von Serpentiniten gibt es in paleozänen Blockschichten der Klippenzone sowie große Pikritblöcke im Eozän und vergrünte Diabaskomponenten im tiefsten Obereozän der Buntmergelserie von Rogatsboden.

Die in einigen Fällen gut belegten vulkanischen Ereignisse oberjurassischen bis mittelkretazischen Alters stehen sicherlich in Zusammenhang mit der zu dieser Zeit am Atlantik erwiesenen Öffnung der Ozeane und lassen auf ähnliche Vorgänge im Flyschtrog schließen.

Literatur: EXNER CH. & ZIRKL E. J. 1962; GRENGG R. 1914; JANOSCHEK R. et al. 1956; PREY S. 1977d, 1978; SCHNABEL W. 1979.

3.4.5. Tektonik

Es wurde schon öfters betont, daß es sich bei der Flyschzone um wurzellose Decken handelt, wobei ihre Position im Gebirgsbau dargelegt wurde.

Durch Bohrungen ist einerseits schon mehrfach der Beweis erbracht worden, daß diese Decken über die Molasse des Alpenvorlandes überschoben sind, wahrscheinlich sogar ziemlich weit. Andererseits beweisen die tektonischen Fenster in den Kalkalpen (Kap. 3.4.10.) und die Bohrung Urmannsau 1 der ÖMV-AG bei Gaming südlich Scheibbs die Überschiebung der Flysch- und Helvetikumsdecken durch die Nördlichen Kalkalpen.

Soweit das Helvetikum durch die malmischen sowie unter- bis mittelkretazischen Kalke, wie sie das Schweizer Helvetikum charakterisieren, versteift ist, zeigt es einen großzügigen Faltenbau. Weil aber dem Ultrahelvetikum im Osten solche Gesteine fehlen, ist es enorm verschuppt, verwalzt und zu einem Gleitteppich unter der Flyschdecke geworden. Nur das vom Flysch vor sich hergeschobene und nicht überwältigte Helvetikum am Alpenrand bei Salzburg ist besser erhalten geblieben. Das größere Vorkommen im Gschliefgraben bei Gmunden zeigt diese Verschuppung vor allem wegen Verschiedenheiten im Eozän sehr deutlich. Bekanntermaßen kräftig zerstückelt sind die wegen ihrer weit südlicheren Lage tektonisch sehr stark beanspruchten mesozoischen Glieder der Klippenzonen, die in den weicheren Hüllgesteinen meist zu einer Großbrekzie aufbereitet wurden. Auch eine Platznahme als Eingleitung von Olistholithen wird erwogen.

Aber auch die tiefen Anteile der Flysch-Schichtfolge vom Gault bis zu den Oberen Bunten Schiefern sind prädestiniert, für die Flyschdecke einen guten *Gleithorizont* zu bilden. In diesem Horizont sind denn auch Flysch und Ultrahelvetikum häufig verschuppt. In zerrissenen Antiklinalen sind neben diesen tieferen Flyschschichten oft langgestreckte und meist dünne

Züge von Ultrahelvetikum hochgebracht worden, die – gut charakterisierend – als *„Streifenfenster"* bezeichnet worden sind.

Neben den Fenstern zeigt die Flyschdecke eine intensive *Faltentektonik* mit gegen Norden übergelegten und örtlich isoklinalen Falten. In den nördlichsten Fenstern sind die tiefen Flyschschichten oft weitgehend reduziert worden, ja es kann sogar die Zementmergelserie noch abgestreift und von der Mürbsandsteinführenden Oberkreide überfahren worden sein. Außerdem ist häufig eine Zunahme der Schuppung im nördlichen Randbereich der Flyschzone zu bemerken.

Deutliche *Deckenbildungen* gibt es im größten Teil der Flyschzone nicht. In Vorarlberg wird allerdings eine Südliche und eine Nördliche Flyschzone auch tektonisch unterschieden. Im Wienerwald gliedern wir in Laaber, Kahlenberger und Greifensteiner Decke. Das Alternieren von Antiklinalen, die häufigen bogenförmigen oder schräg zur Längserstreckung streichenden Strukturen sprechen für einen ohne Belastung geprägten Faltenbau.

Die *Deckenbewegungen* in der Flyschzone können frühestens im oberen Obereozän begonnen haben, weil Schichten des tieferen Obereozäns noch in Flysch und Helvetikum enthalten sind. Marken für das Vordringen dieser Decken sind in der Molasse vorhanden: Spuren von Ultrahelvetikum im weit von Süden herangebrachten Rupel-Untereger (Rogatsboden), eingeglittene Schollen von Helvetikum und Flysch am Alpenrand im oberen Eger (Aquitan) der Gegend von Bad Hall und Gerölle von Flysch im Untermiozän ostsüdöstlich Tulln. Kurz danach ist die Deckenbewegung endgültig zum Stillstand gekommen. Der Deckenstapel der Kalkalpen dürfte durch sein Gewicht bei der Schwereglei-tung kräftig angeschoben haben. Bei der doch ziemlich langen Wanderung der Decken ist sicherlich ein beträchtlicher Teil von Flysch und Helvetikum i. w. S. in der Tiefe verschwunden und durch Erosion entfernt worden. Denn die heutige Breite der Flysch- und Helvetikum-Einheit kann nur mehr ein Bruchteil der Breite des ursprünglichen Ablagerungsraumes sein, auch wenn man einerseits die kräftige Faltung des Flysches und anderseits die sehr starke Auswalzung oder Zusammenstauchung des Ultrahelvetikums in Rechnung stellt.

Literatur: GÖTZINGER G. 1954; PREY, S. 1960b, 1968c, 1972, 1975d.

3.4.6. Die Flyschzone zwischen Salzburg und dem Pechgraben südöstlich Steyr

(vgl. Abb. 43, Profile 1–3)

Ein Großfaltenbau mit einander öfter abwechselnden Antiklinalen und Synklinalen kennzeichnet diesen Abschnitt. An durchgerissenen Falten ist öfter Ultrahelvetikum in mehr oder minder langen Streifenfenstern hochgeschuppt. Das bedingt, daß im unmittelbaren Rahmen des Fensters immer, wenn auch oft stark tektonisch reduziert, tiefere Flyschgesteine, wie Neokom- und Gaultflysch, Reiselsberger Sandstein und bunte Schiefer, auftreten. Sie sind als Gleitteppich der Flyschdecke oft ebenso stark ausgewalzt wie das darunterliegende und mitgerissene Ultrahelvetikum. Offensichtlich sind die beiden Einheiten mit ihren krassen Faziesunterschieden *echte Decken;* innerhalb des Flysches wird man nur in Ausnahmefällen von Teildecken sprechen können. Es gehört zu seinem tektonischen Baustil, daß die Zementmergelserie im Süden mächtiger ist als im Norden; umgekehrt verhält es sich bei den jüngeren mürbsandsteinführenden Schichten des Maastricht-Alttertiärs.

Von den bekannten, in der Karte enorm übertrieben dargestellten Ultrahelvetikum-Fenstern können nur einige typische Beispiele herausgegriffen werden.

Das am *Nordrande der Flyschzone* östlich der Salzach anstehende *Helvetikum* ist ein (durch F. TRAUB, F. ABERER und E. BRAUMÜLLER gut untersuchtes) vor dem Flyschrand aufgestautes Schuppenpaket mit reichgegliedertem Paleozän und Eozän in Kressenberger Entwicklung. Seine schmale Vorzone besteht aus Kreidemergeln und Resten von Mitteleozän in Adelholzener Ausbildung („Assilinenschichten"), die steil auf Molasse aufgeschoben sind. Die Lagebeziehung dieser beiden Eozänserien ist dieselbe wie im benachbarten Bayern. Tektonisch bedeutungsvoll erscheint mir die Tatsache, daß F. ABERER und E. BRAUMÜLLER an mehreren Stellen unmittelbar unter der Flyschüberschiebung Späne von südultrahelvetischer Buntmergelserie gefunden haben, weil diese eine besonders große Schubweite der Flyschdecke beweisen.

Der Flysch beginnt mit verschupptem Neokom- und Gaultflysch, am Haunsberg auch Reiselsberger Sandstein und darüber Zementmergel-

serie, die die Bergkämme dieser Gegend aufbaut (Haunsberg, Buchberg, Tannberg, Irrsberg). Im Süden schließen Falten mit Mürbsandsteinführender Oberkreide und Alttertiär an. (Vgl. Abb. 43, Profil 1).

Das nahe dem Südrand der Flyschzone gelegene *Helvetikumfenster des Heuberges* mit einer Fortsetzung nach Westen in der Talfurche von Lengfelden zeigt deutlich die Entstehung aus einer Antiklinale an, denn die Flyschprofile mit Gaultflysch, Reiselsberger Sandstein, bunten Schiefern und Zementmergelserie sind trotz starker tektonischer Reduktion beiderseits spiegelbildlich ähnlich angeordnet. Im Fenster ist ein in bunten Mergeln der Oberkreide und des Paleozäns steckender Felsen von Eozän schon altbekannt, der eine Art Mini-Entwicklung der Roterzfolge von Mattsee (mit Lithothamnienkalk, Roterz und einer das *Schwarzerz* vertretenden Nummuliten-Assilinenlage) darstellt. Südlich vom Fenster ist die Zementmergelserie durch Faltung und Verfaltung mit bunten Flyschschiefern stark verdickt. Jenseits einer Mulde ist am Südrand der Flyschzone vor den Kalkalpen noch eine halbe Antiklinale mit Gaultflysch, aber, soweit bekannt, ohne aufgeschlossenes Helvetikum im Kern, aufgestaut worden (Abb. 43, Profil 1a, 1b).

Im südlichsten Teil der Flyschzone zwischen Mondsee und Attersee, bei Unterach, wird der Zug des Hollerberges von z. T. überkippten Falten von Zementmergelserie aufgebaut. An der Basis kommt im Süden, aber auch im Norden, und zwar in diesem Raume nur hier bekannt, eine Mittelkreide mit roten und grünen Schiefern und Einlagerungen von Reiselsberger Sandstein vor, die der Mittelkreide des südöstlichsten Wienerwaldes gleicht, während weiter nördlich der Reiselsberger Sandstein von in der Regel nicht bunten Flyschserien begleitet wird. Das ganze ist mit Gaultflysch an der Basis gegen Norden auf gefalteten Oberkreideflysch überschoben. Die Westautobahn benützt östlich Loibichl diese Furche und hat beim Bau auch gute Aufschlüsse gezeigt.

Einige Großrutschungen sind im Gebiet von Oberwang bekannt: die Herrenberg-Rutschung in tieferen Flyschschichten, die Grasberg-Rutschung in der Mürbsandsteinführenden Oberkreide. In gleichen Gesteinen liegt auch die Jägermais-Rutschung bei Weyregg am Attersee.

Ein *Streifenfenster* von Ultrahelvetikum im Buchberg bei St. Georgen (westlich vom Attersee) liegt in der Fortsetzung einer Störungszone, die auch östlich vom Attersee, südöstlich von Schörfling, bekannt ist. Das langgestreckte Streifenfenster, das aus dem Tal der Dürren Ager über den Attersee hinweg von Alexenau bis nahe Vichtau westlich vom Traunsee verfolgt werden kann (W. Janoschek), ist ein typisches Beispiel einer Anlage in einer Antiklinale. Von der Störung zweigt östlich Seeleithen gegen Westen eine Antiklinale ab, die geradewegs auf den schon M. Richter & G. Müller-Delle (1940) bekannten Aufbruch von Unter- und Mittelkreideflysch im Gebiete des Dexelbaches westlich vom Attersee hinzielt. Die schon E. Fugger und G. Geyer bekannten Brekzien vom tieferen Südhang des Kollmannsberges westlich Vichtau (Traunsee), sowie ein weiteres Vorkommen südlich der Weidensbacher Holzstube mit Kristallin-, Kalk-, Quarzit- und Grüngesteinskomponenten gehören doch am ehesten in den Flyschgault (W. Janoschek, 1964). Das Flyschland im Norden zeigt – was recht typisch ist für die Flyschzone – gegen Norden überkippte, örtlich auch isoklinale Falten mit überwiegend gegen Süden gerichtetem Einfallen.

Wie häufig in der Flyschzone sind auch an die genannten Aufbrüche Rutschungen geknüpft, wie z. B. die Bramhosen-Rutschung am Alexenauer Bach oder die Rutschungen am Dexelbach.

Weiter im Nordwesten, und zwar südsüdwestlich Frankenmarkt, liegt im Gebiet von Jagdhub – Freudental ein weiteres Streifenfenster von Ultrahelvetikum, dessen Bau grundsätzlich dem der anderen Fenster gleicht.

Das an der Traun *östlich Ohlstorf* am Flyschnordrand gelegene Ultrahelvetikum, das nur durch eine ganz schmale Flyschkulisse von der Subalpinen Molasse getrennt wird, soll deshalb hervorgehoben werden, weil hier die typische untereozäne Roterzentwicklung abweichend vom Normalprofil bei Mattsee (Salzburg) mit *Clavulina szaboi*-Schichten des Mitteleozäns im Verband steht und erst südlich davon eine Schuppe aus Kreidemergeln, typischen Adelholzener Schichten des Mitteleozäns sowie Stockletten mit Lithothamnienkalk angepreßt ist. Wir haben hier also die umgekehrte Faziesanordnung wie in Bayern (vgl. S. 200), wo, wie wir glauben, unrichtige paläogeographische Schlüsse daraus gezogen wurden. Im Süden anschließend folgt die Flyschüberschiebung mit wenig Gault und Zementmergelserie, die auch als Hügel südlich Ohlstorf aus den Moränen hervorragt (Abb. 43, Profil 2).

Als Gegenstück zu diesem befindet sich am Südrand der Flyschzone südlich Gmunden am Ostufer des Traunsees in einer vor den Kalkalpen angestauten Antiklinale der *Ultrahelvetikums-Aufbruch des Gschliefgrabens,* der vor allem wegen der Eozänvorkommen und der bunten Mergel schon früh die Aufmerksamkeit der Geologen erregte. Mit bis 600 m Breite gehört

Geologische Profile durch die Flyschzone zwischen Salzburg und Wien (S. PREY, 1977)

NÖRDLICHE KALKALPEN:

Kalkalpen i.A. (Kl – Klippe der Antonshöhe)

FLYSCHDECKE:

Alttertiär des Wienerwaldes (L – Laaber Sch.; G – Greifensteiner Sch.)

Mürbsandsteinführende Oberkreide u. Alttertiär (HK – Höhere Kahlenberger u. Sieveringer Sch. i.w.S.; A – Altlengbacher Schichten)

Oberste bunte Schiefer

Zementmergelserie (TK – Tiefere Kahlenberger Sch.)

Tiefe Flyschschichten (K – Kaumberger Sch.; Uk – Kalkeinschaltungen)

Klippenmesozoikum von St. Veit

Serpentin (Kilb)

ULTRAHELVETIKUM UND GRESTENER KLIPPENZONE:

Nord- u. Südultrahelvetikum; Buntmergelserie

Klippenmesozoikum

Granit (L. v. Buch – Denkmal)

Serpentin (Pechgraben)

MOLASSEZONE:

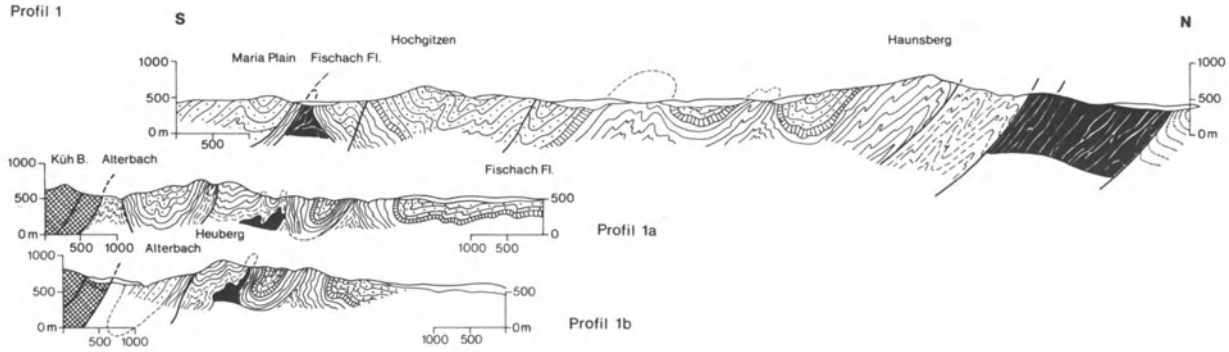
Molasse i.A. (R – Mol. v. Rogatsboden); Miozän d. Wiener Beckens

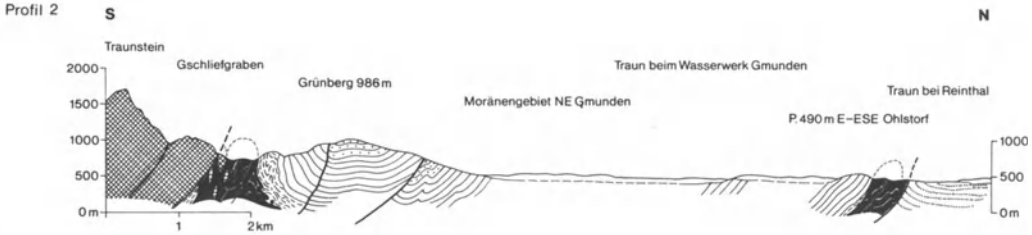
BÖHMISCHE MASSE:

Kristallin und autochthones Mesozoikum

QUARTÄR

Quartär i.A.





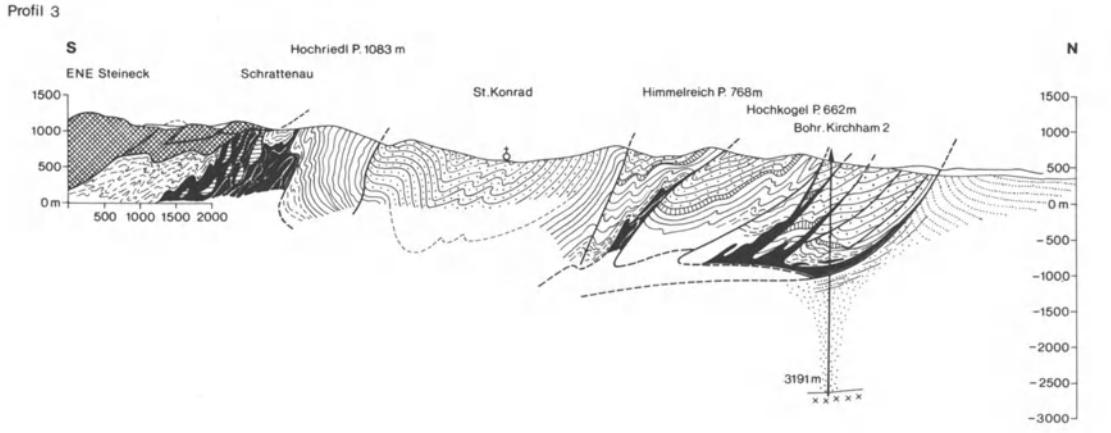




Abb. 43. Geologische Profile durch die Flyschzone zwischen Salzburg und Wien

er zu den größten Fenstern der mittleren Flyschzone. Bunte Mergel mit einem Umfang von Alb bis Mittel- oder sogar tiefem Obereozän enthalten schmale Einschaltungen von „Nummulitenkalken": im Nordteil zwei Linsenzüge aus mitteleozänen Nummuliten-Assilinenkalken von Adelholzener Typus, während im Südteil in zwei Vorkommen eine vollständigere Serie bekannt ist. Dabei handelt es sich um glaukonitführende Mergel mit einer bohnerzführenden Nummulitenkalkbank (die inzwischen verschwunden zu sein scheint) des höheren Paleozän–Untereozäns und darüber einem Nummulitenkalk, der zwar nach Fossilien ins Untereozän eingestuft werden muß, aber lithologisch nur zum Teil Merkmale des Roterzes aufweist. Beide Ausbildungen des Eozäns sind hier offensichtlich tektonisch einander ganz nahegerückt worden. Die weichen Mergel sind dementsprechend auch enorm verknetet und verschuppt, sodaß eine feinstratigraphische Auflösung riesigen Schwierigkeiten begegnet (Abb. 43, Profil 2).

Im Gschliefgraben liegt auch bekanntlich das westlichste Vorkommen von Grestener Klippenzone in der Flyschzone, wenn man von dem Klippenvorkommen im Wolfgangseefenster (Kap. 3.4.10.) absieht. Klippen von sandigen, mitunter sogar grobklastischen Grestener Schichten, Kieselschichten sowie Kalken oberjurassischen bis neokomen Alters liegen in einer Klippenhülle von (zum Unterschied vom nördlicheren, kalkreicheren, hier unmittelbar angrenzenden Nordultrahelvetikum) oft sehr tonigen Schichten, und zwar meist roten Tonmergeln bis Schiefertonen obersenonen bis untergeordnet alttertiären Alters, die man am besten als Südultrahelvetikum bezeichnen könnte. Auch hier ist im höheren Jura der Umschlag von der küstennahen epikontinentalen Sedimentation vor allem der Grestener Schichten zur pelagischen der Radiolarite und Aptychenschichten angedeutet. Meist runde Granitblöcke pflegen im Bereich der Grestener Schichten vorzukommen, die mit westlich vom Almtal bekannten grobblockigen Konglomeraten mit Granit- und Kristallinkomponenten zusammenhängen dürften.

In die Klippenzone einbezogen ist auch ein offenbar tiefkalkalpines Element, bestehend aus einem schwarzen, teilweise gebankten Rhät-Liaskalk – der beim ehemaligen Kalkofen beim Hoisn abgebaut wurde – und darüber Liasfleckenmergeln mit eingelagerten echinodermenspätigen Kalkbrekzien. Dunkle Kieselkalke könnten auch dazu gehören. Es gibt hier an der Kalkalpenbasis auch Gips; dabei ist noch nicht geklärt, ob er permisch-untertriadisch oder obertriadisch (karnisch) ist.

Infolge der großflächigen Verbreitung weicher, wasserundurchlässiger Mergel und der größeren Niederschlagsmenge am Fuße des 1691 m hoch aufragenden Traunsteins, haben sich zahlreiche Rutschungen zu einem berüchtigten Großrutschgelände zusammengeschlossen. Der zentrale Schlammstrom hat postglazial einen großen Vorbau in den Traunsee vorgetrieben; sogar noch in historischer Zeit ist er bis zum See vorgestoßen.

Das Helvetikum wie auch die Klippenzone östlich vom Gschliefgraben ist nördlich vom Steineck durch die vorgeschobene Tirolische Decke unterbrochen; beide setzen aber auf der anderen Seite von der Schrattenau ostwärts bis ins Almtal hinab wieder ein und tauchen unter die gegenüberliegende Salmgruppe der Kalkalpen. In diesem Abschnitt gibt es besonders grobblockige Klastika in den Grestener Schichten mit Blöcken von Graniten, Glimmerschiefern, seltener Gneisen, Grüngesteinen, Mergeln und Kalken in einem grobsandigen, meist etwas kalkigen Material. Hier liegt auch eine Stelle, wo ein Transgressionsverband solcher Gesteine mit obersenoner Buntmergelserie nachgewiesen werden konnte (S. Prey, 1953). Ferner gibt es in dieser Gegend in den Tonmergeln Faunen, die mehr an das Nordultrahelvetikum erinnern und als eine Mischung von Sandschaler- mit Kalkschalerfazies im Sinne eines Überganges zwischen den Ablagerungsräumen aufgefaßt werden können (Abb. 43, Profil 3).

Schon südlich vom Laudachsee flankiert Gaultflysch die Klippenzone im Süden. Dasselbe ist im Almtal der Fall, wo südlich der Klippenzone Gaultflysch, bunte Schiefer und Reiselsberger Sandstein größere Verbreitung erlangen und in das Halbfenster von Grünau hineinstreichen, wo sie mit kalkalpinem Cenoman verspießt und von den Kalkalpen überschoben sind, von denen richtige Deckschollen aufliegen (Hochreithberg, Zuckerhut, Dachskogel). Der Bildungsraum dieser Klippenzone lag eben einst nördlicher als der des Flysches und hatte Verbindung mit dem Helvetikum. Unter den Deckschollen liegt öfter Neokom, das wahrscheinlich schon zu den Kalkalpen, nicht aber zum Flysch gehört.

Eine schmale Antiklinale begleitet im Südrand der Flyschzone den Nordrand der kalkalpinen Salmgruppe gegen Osten. Nur im Westen besitzt sie einen aufgeschlossenen Kern von Ultrahelvetikum. Westlich Ottdorf gibt es sogar mehrere, von Zementmergelserie flankierte, schmale Antiklinalen aus Gaultflysch, wenig bunten Schiefern und Reiselsberger Sandstein.

Das einige Kilometer nördlich vom Flysch-Südrand, 12 km östlich Gmunden gelegene *Fenster im Rehkogelgraben,* 1,3 km südlich Hagenmühle, sowie zwei eng beisammenliegende Fenster 2 km weiter nördlich im Gebiet der *Dürren*

Laudach beim Gr. Pihringergut, die übrigens durch die Bohrungen Kirchham 1 und 2 erfaßt worden sind, vereinigen sich östlich vom Almtal (1,5 km ostsüdöstlich Heiligenleithen) und streichen südlich *Magdalenaberg* bzw. nördlich vom Pernecker Kogel vorbei und, ein wenig nach Südosten abbiegend, in die westlichen Hänge des Kremstales. Etwa ab dem Hagergut (südlich Unter Inzersdorf) scheint nur mehr eine tektonische Fuge vorhanden zu sein. Möglicherweise ist das ostsüdöstlich Kirchdorf a. d. Krems (ostnordöstlich Weinzierl) bekannte Vorkommen von Ultrahelvetikum (R. NOTH, 1951; H. MAURER, 1972) eine Fortsetzung davon. Der nördliche Zug der oben genannten Fensterzüge von der Dürren Laudach ist *nördlich Bäckerberg* nur durch einen schmächtigen Zug bunter Flyschschiefer markiert, während nordöstlich dieses Berges wieder ein wenig Ultrahelvetikum mit u. a. auch mitteleozänen *Clavulina szaboi*-Schichten und Gaultflysch hinzukommen. Beiderseits steht Mürbsandsteinführende Oberkreide an, die Zementmergelserie ist in dieser weit nördlichen Lage an der Störung weggeschert. Im Rehkogelgraben bildet die hangende Schubmasse eine Stirneinrollung mit bunten Schiefern im Kern, bei der an der Fensterüberschiebung noch ein Keil von Mürbsandsteinführender Oberkreide eingezwickt ist.

Auch der Pernecker Kogel besteht aus einer ähnlichen, aber viel größeren Antiklinale, in deren Kern ebenfalls Obere bunte Schiefer freigelegt sind. Südlich daran schließen kompliziertere Falten aus den obersenonen Flyschserien an.

Das weit nördlich, östlich vom Kremstal gelegene *Streifenfenster von Nußbach* (R. NOTH, 1951; H. MAURER, 1972) reicht nach Osten bis nahe Untergrünburg a. d. Steyr.

Im Raume zwischen Straßwalchen und Steyr ist der Nordrand der Flyschzone zumeist von diluvialen Ablagerungen zugedeckt. Schußbohrungen der RAG ermöglichten eine genauere Festlegung. Dabei konnte auch festgestellt werden, daß sich das Fenster von Ohlstorf nach Westen bis 2 km östlich Aurach erstreckt und ein anderes südlich Egenstein (Almtal) verborgen ist.

Auch für diesen Teil der Flyschzone sind überkippte und verschiedentlich zerrissene Antiklinalen und Schuppen typisch.

Von grundsätzlicher Bedeutung ist die ca. 2 km südsüdöstlich Kirchham lozierte *Bohrung Kirchham 1,* die Flysch mit etwas Ultrahelvetikum im Hangenden und Liegenden 1370 m mächtig über Molasse erbohrt hat und die *Bohrung Kirchham 2* (2 km südlich Kirchham; Abb. 43, Profil 3), wo Flysch 1579 m mächtig angetroffen wurde, mit zwei inliegenden ultrahelvetischen Schuppen und einer an seiner Basis auf der Molasse. Die *Bohrung Steinfelden 1,* im Almtal südlich der Einmündung des Steinbaches gelegen, hat die Decke von Flysch mit etwas Ultrahelvetikum über Molasse bei 1913 m Tiefe durchteuft.

Literatur: ABERER F. & BRAUMÜLLER E. 1953; BAUER F. 1955; DEL-NEGRO W. 1970; FAUPL F. 1975; FREIMOSER M. 1973; GÖTZINGER K. 1937; GOHRBANDT K. 1963; JANOSCHEK W. 1964; KIRCHMAYER M. 1956, 1957; KRAUS E. 1944; KÜHN O. & ZINKE O. 1939; MAURER H. 1972; MÜLLER-DEILE G. 1940a; NOTH R. 1951; OBERHAUSER R. 1963; PREY S. 1950, 1951, 1952a, b, 1953a, b, 1958, 1962a, 1964b, 1968c, 1971, 1975b; RICHTER M. & MÜLLER-DEILE G. 1940; STURM M. 1969; TRAUB F. 1953; VOGELTANZ R. 1970, 1972; WOLETZ G. 1954, 1967; ZIRKL E. J. 1955.

3.4.7. Die Flyschzone zwischen dem Pechgraben südöstlich Steyr und dem Traisental südlich St. Pölten

(vgl. Abb. 43, Profile 4–6)

Was die hier wieder beginnende und nun zusammenhängend nach Osten weiterstreichende Klippenzone betrifft, ist der *Pechgraben* eine wichtige Lokalität. Bei etwas größerer Breite ist die Klippenzone im Südteil an die Streichrichtungen der Weyerer Bögen angepaßt. Auch hier ist der Lias-Dogger mit Grestener Schichten, Posidonienschichten und Neuhauser Schichten dem germanischen Bereich verwandt, während der Oberjura und das Neokom ausgesprochen pelagische Sedimente von ostalpinem Charakter sind (Kieseltone und Radiolarite, Kalke in Aptychenkalkausbildung). Die brekziös-knollige Ausbildung des Konradsheimer Kalkes ist sicherlich z. T. Ausdruck von Gleiterscheinungen kurz nach der Ablagerung. Die Klippenhülle besteht aus Schiefertonen und Mergeln, in denen Schichten des Cenomans bis Eozäns vertreten sind. Grünlichgraue Fleckenmergel sind neben braunroten und ziegelroten Schiefertonen und Mergeln charakteristisch. Die von H. LÖGTERS (1937) als Cenomanklippenzone abgetrennte Einheit ist inzwischen (G. ROSENBERG, 1955; F. ABERER, 1951) als rand-kalkalpin erkannt worden (Abb. 43, Profil 4).

Die Oberjurakalke treten auch morphologisch

als Hügel und Berge hervor. Am Nordfuße des Klausriedels und Hecherberges sind Grestener Schichten erwähnenswert, weil dort im vorigen Jahrhundert lebhafter Bergbau auf hochwertige Kohlen umging. Infolge der Klippennatur der Vorkommen sind die Flöze sehr absätzig und halten kaum länger an, wie durch den Bergbau bekannt wurde. Abgetrennte, unbedeutende Kohlenvorkommen liegen im Bardhofer Schachen und bei Buchschachen (bei Neustift).

Wie man annimmt, ist die berühmte Granitklippe mit dem sehenswerten *Leopold von Buch-Denkmal* mit den Grestener Schichten verbunden und sicher keine Aufragung des zur Böhmischen Masse gehörenden Untergrundes, wie man früher annahm. Es ist nach P. FAUPL (1972) ein grobkörniger Granit- bis Granodioritgneis mit diaphoritischen Erscheinungen, der mit Gesteinen im Zentrum des Moravikums verglichen werden kann. Er ist ein im Zuge der Deckenbewegungen von weit her transportierter Scherling. Neben anderen Kristallintrümmern verdienen Vorkommen von Serpentin und Ophicalzit, z. B. im Graben beim Feichtbichlerhäusel, also am Südrand der Klippenzone, besondere Erwähnung (G. ROSENBERG, 1955; H. LÖGTERS, 1937; F. ABERER, 1951).

Die Areale von kretazisch-alttertiärer Buntmergelserie, in der als Seltenheit und oft nicht mehr anstehend auffindbar auch Nummulitenkalke erwähnt worden sind, sind oft ziemlich verbreitet, aber naturgemäß sehr schlecht aufgeschlossen. Die hier 2–3 km breite Klippenzone taucht gegen Norden unter die Flyschdecke unter, die mit Gault- und Schollen von Neokomflysch beginnt. Nach Osten begleitet die Klippenzone den Nordrand der Kalkalpen, wobei sie schmäler wird und nur selten noch 2 km Breite erreicht. Die Überschiebungsbahn der Flyschdecke liegt am Südrand oft überkippt.

Die südöstlich von Steyr am Ramingbach niedergebrachte Bohrung *Kürnberg 1* hat die Flyschdecke mit ein wenig Ultrahelvetikum an der Basis mit einer Mächtigkeit von 2364 m durchbohrt und die Vorlandmolasse erreicht. Übrigens hat die Bohrung *Urmannsau 1,* in den Kalkalpen östlich Gaming, 8 km südlich vom Nordrand der Kalkalpen angesetzt, einen verschuppten Teppich aus Flysch, Klippenzone, Buntmergelserie und oligozäner Molasse über parautochthoner und autochthoner Vorlandmolasse durchörtert.

Zwischen Neustift und Konradsheim nehmen Grestener Schichten größere Räume ein (F. ABERER, 1951); Grossau war einst ebenfalls ein Zentrum des Kohlenbergbaues in den Grestener Schichten. Bei Konradsheim liegt die klassische Lokalität des hauptsächlich zwischen Pechgraben und Plankenstein (ENE Scheibbs) verbreiteten brekziös-konglomeratischen Konradsheimer Kalkes, der teils in graue Hornsteinkalke, teils unmittelbar in neokome Aptychenkalke und -mergel übergeht (F. TRAUTH, 1921, 1948).

Im Raume von Waidhofen a. d. Ybbs (W. SCHNABEL, 1970, G. LAUER, 1970) sind die enormen Komplikationen dieses Raumes aufgezeigt worden. Hier findet man häufig auch südlich der von Buntmergelserie begleiteten Klippenzüge Flysch, und zwar vorwiegend seine mittelkretazischen Glieder. Die in der *Klippenzone nordöstlich Ybbsitz* (G. LAUER) vorkommenden kalkalpinen Klippen in Verbindung mit einer oft mächtigen klastischen Mittelkreide sollte man eher als eingeschuppte tief-kalkalpine Deckschollen ansehen und nicht wie G. LAUER als mit echtem Flysch verbundene kalkalpine Einheiten; gegen eine solche Verbindung sprechen zu viele großtektonische Gegebenheiten. Bedeutungsvoll ist aber die Ansicht W. SCHNABELs (1979), daß im Gebiet von Ybbsitz tatsächlich Klippengebiete mit Buntmergelserie, also Grestener Klippenzone, und solche mit Flysch-Mittelkreide vom Typus der St. Veiter Klippenzone (Kap. 3.4.2.) nebeneinanderliegen. Etwa 450 m nordnordwestlich Gstadt bei Waidhofen a. d. Ybbs findet sich 300 m südöstlich vom Hauptvorkommen des Serpentinites eine andere Stelle, an der nach CH. EXNER (1962) durch Wechsellagerung mit Tithonkalk das oberjurassische Alter des Serpentins und Ophicalzites bewiesen werden kann.

Das von W. SCHNABEL (1970) östlich Waidhofen in der Buntmergelserie aufgefundene „sandig-mergelige Paläogen", das aus grauen Mergeln und glimmerigen pflanzenhäckselreichen Sandsteinbänken besteht, scheint das westlichste bekannte Vorkommen des *Oligozäns von Rogatsboden* zu sein, in dem – wie vermutlich auch hier bei Waidhofen – umgelagerte Mikrofossilien vorkommen.

Mit leicht überkipptem Südrand schließt im Norden die Flyschdecke an, die einen mehr großzügigen Faltenbau aufweist. Dieser ist allerdings durch einige Querstörungen versetzt. In Antiklinalen können auch die tieferen Schichten zum Vorschein kommen, wie z. B. westnordwestlich Waidhofen. Die Zementmergelserie tritt häufig als Kamm hervor, während dazwischen die Mulden mit Mürbsandsteinführender Oberkreide und Alttertiär liegen. Dieser bis in Höhen um 700 m aufragende, überwiegend aus Kreide und etwas Alttertiär aufgebaute Teil der Flyschzone weicht gegen Osten sich verschmälernd etwas mehr südostwärts zurück und läßt im Norden, vor allem etwa im Raume Wang – Steina-

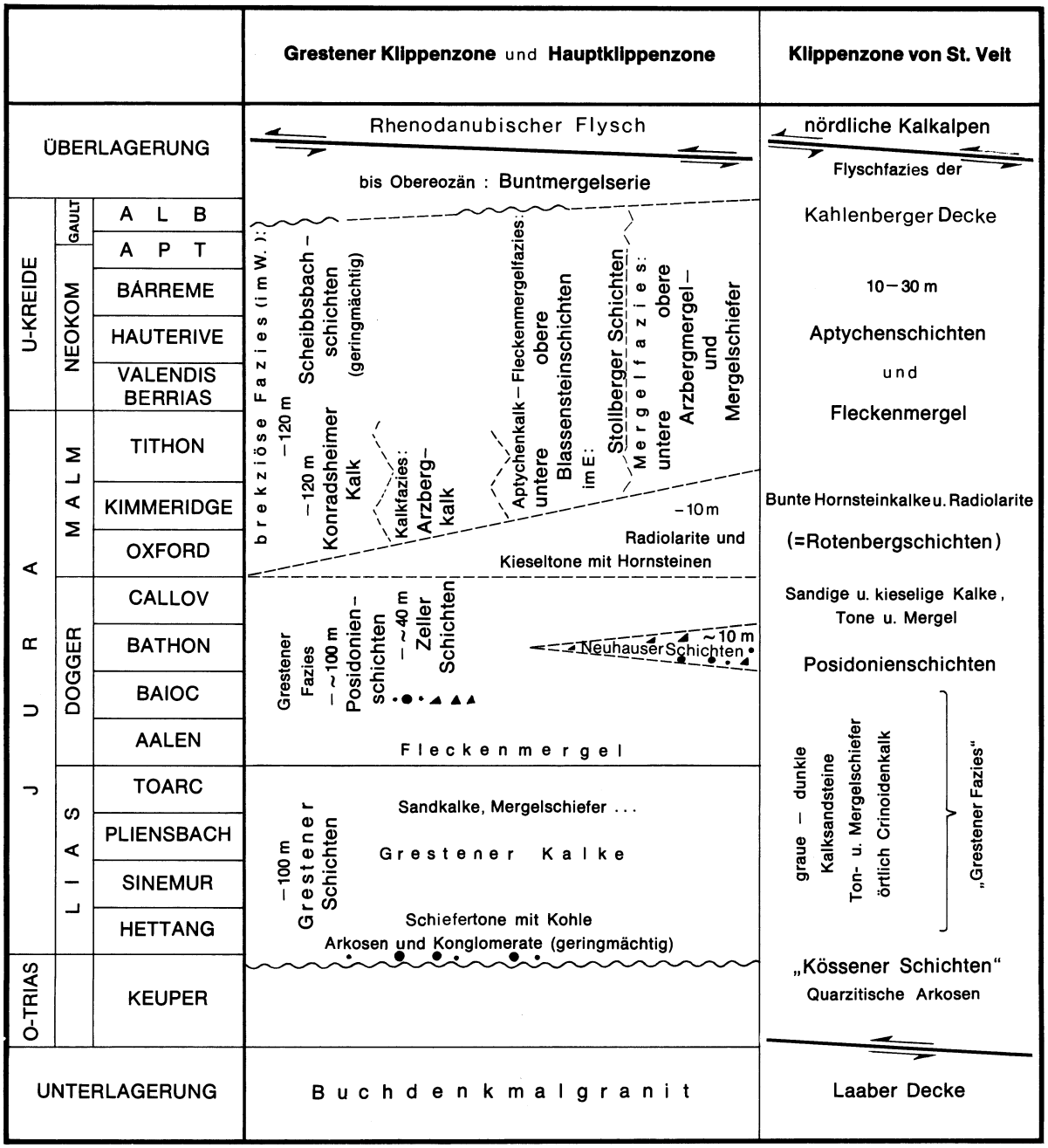


Abb. 44. Trias, Jura und Kreide der Klippenzonen der nördlichen Ostalpen. (Zusammengestellt von WOLFGANG SCHNABEL)

kirchen – Purgstall, ein größeres Areal alttertiären Flysches frei (S. PREY). Es zeigt sich hier die bis über die Donau hinaus nach Osten öfter verfolgbare Tendenz, daß ältere Schichten im Süden bzw. Südosten zurückbleiben. Tiefere Schichten tauchen darin bei Steinakirchen auf und bei Senftenegg südlich Ferschnitz sind rote Schiefertone der Mittelkreide am Überschiebungsrand hochgeschleppt. Vom Tal der Gr. Erlauf gegen Osten ist die Flyschzone besonders schmal. Jüngere Teile der Flyschserie sind vorherrschend. Die Verengung steht sicher in Zusammenhang mit dem hier unter die Alpen tauchenden Südsporn der Böhmischen Masse, welchem Umstand gleichzeitig auch das Emporbringen der ältesten Gesteine aus dem Molassebereich von Rogatsboden bis Texing zugeschrieben werden muß.

Während nämlich die Klippenzone aus dem Waidhofener Raum gleichmäßig nach Osten weiterstreicht, taucht in ihrem nördlichen Vorfeld, zwischen ihr und dem Flyschareal, nördlich Gresten das *Molassefenster von Rogatsboden* (S. PREY, 1957; H. VETTERS, 1938) auf (Abb. 43, Profil 5).

Die *Klippenzone* zeigt östlich Gresten keine sehr auffälligen Veränderungen. Die Fazies der Aptychenkalke herrscht im Tithon-Neokom; Konradsheimer Kalk wird selten. Die hier im Typusgebiet verbreiteten, nach Osten aber zurücktretenden Grestener Schichten sind auch hier kohleführend; Kohle wurde bei Gresten sogar noch nach dem zweiten Weltkrieg eine Zeitlang abgebaut. Klippenhülle ist wiederum die Buntmergelserie, in der Alb bis Eozän nachgewiesen ist und die nach spärlichen Hinweisen zumindest stellenweise die Klippensedimentation fortzusetzen scheint. Auch hier gibt es sowohl am Südrand als auch am Nordrand eine Reihe von meist klippenartigen Flyschvorkommen, die aus Gaultflysch und Reiselsberger Sandstein, häufiger aus Zementmergelserie, Obersten Bunten Schiefern und Mürbsandsteinführender Oberkreide bestehen. Ein weiterer Befund ist bemerkenswert: südwestlich Scheibbs wurden, sichtlich als Klippenhülle, rote Schiefertone der Mittelkreide und westlich höher oben etwas Reiselsberger Sandstein beobachtet (S. PREY), ganz so, wie etwa im Lainzer Tiergarten in Wien. Möglicherweise gibt es also auch hier zweierlei Klippenserien, solche mit Buntmergelserie und solche mit Flysch als Hülle vom Typus der Grestener und der St. Veiter Klippenzone.

Von Interesse – wiederum die Beziehung der Klippen zur Buntmergelserie unterstreichend – ist eine Blockpackung aus unterschiedlich gerundeten Klippenkalken, die mit Blöcken von weißem Sandstein, Granit, Ophicalzit, Gneis, Glimmerschiefer und Quarz vermengt sind (nordwestlich Reinsberg, 200 m nördlich Wegbauer). Kleine Linsen von lithothamnienführenden Brekzien mit Nummuliten liegen ebenso in Buntmergelserie.

Durch einen oft nur schmalen Streifen von Buntmergelserie und gelegentlich kleinen Flyschschollen von der Klippenzone getrennt, begleiten die *Molassefenster* die Klippenzone im Norden. Dabei ist nördlich bis nordöstlich von Gresten ein kleinerer Teil durch Gaultflysch und Buntmergelserie von der Hauptmasse abgetrennt, ebenso ein Teil 3 km ostnordöstlich Scheibbs, der bis 3 km östlich St. Georgen reicht. Bei *Texing* ist ein weiteres bedeutenderes Fenster bekannt (M. RICHTER, 1950). Das von G. GÖTZINGER (H. VETTERS, 1938) vermutete Vorkommen in der Gegend von Rabenstein a. d. Pielach ist noch nicht verifiziert.

Der größere Teil der hier als Molasse bezeichneten Gesteine zeigt mehr oder minder typische *Flyschfazies*. Ausnahmen sind die von Mergeln mit reichlich Foraminiferen, Lithothamnien u. a. begleiteten Lithothamnienkalke (Gerinne nördlich Wiesbauer ostnordöstlich Gasthaus Erber, im Saffenbach nördlich Klett, im Krolgraben nordöstlich Scheibbs), ferner ein Konglomerat nordwestlich Reinsberg mit geglätteten Geröllen von dunklen Dolomiten, Flyschsandkalk, Aptychenkalk und umgelagerten Mikrofossilien aus Flysch und Ultrahelvetikum, u. a. kleinen Nummuliten. Die Lithothamnienkalke und -mergel passen nicht in die umgebenden Flyschserien, sodaß entweder mit einem Eingleiten derselben aus einem Flachmeerbereich zu rechnen ist, oder sie sind aus der Basis hochgebracht worden, denn sie sind den Lithothamnienkalken aus der Basis der Vorlandmolasse sehr ähnlich. Ein Glied der Molasseschichtfolge mit gradierten Sandsteinbänken und glaukonitführenden Sandsteinen enthält ebenfalls umgelagerte Fossilien aus Flysch und Helvetikum, darunter agglutinierende Foraminiferen, Globotruncanen und Nummuliten. Nach Beobachtung der Schichtfolge, insbesondere der Lage der Bänke, die auf große Strecken südgewandte Unterseiten zeigen, scheint es sich bei den letzteren um jüngste, vermutlich chattische Anteile der Schichtfolge zu handeln. Die gesamte Schichtfolge der Fenster umfaßt also Lattorf, Rupel und etwas Chatt (Unter-Eger). Sicher ist innerhalb des oligozänen Schichtstoßes mit beträchtlichen Schuppungen und Störungen zu rechnen. Klippenvorkommen im Oligozänbereich sind aber sicherlich in jüngster Zeit von der Klippenzone an den Hängen herabgeglittene Schollen und Schichtverbände.

In Hinblick auf die Position der flyschartigen Molasse von Rogatsboden wird diskutiert, ob diese einem selbständigen Ablagerungsraum ent-

stammt oder bereits auf Buntmergelserie abgelagert worden ist. Beweise für die letztere Lösung sind durch die Untersuchungen obertags nicht bekannt geworden, Hinweise dafür werden von der Bohrung Urmannsau 1 angegeben (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967). Die Lösung bleibt also vorderhand Glaubenssache.

Verschuppungen von Molasse mit Buntmergelserie und Flysch am Nordrand des Fensters waren an der Oberfläche nur selten zu beobachten, kamen aber in den Kernen der Bohrungen *Rogatsboden 1 und 1a* (die nördlich vom Gasthaus Erber ostsüdöstlich der Straßengabel standen) deutlich zum Ausdruck. Endtiefen waren 461,00 bzw. 315,00 m. Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien war mehrfach mit Buntmergelserie des Senons bis Paleozäns verschuppt. Öl- und Gasspuren wurden registriert. Im Schmidleher Graben ging aus meinen Beobachtungen hervor, daß Buntmergelserie und darüber Neokomflysch die steilstehende Molasse in Form einer westtauchenden Mulde überlagern. Die Bohrung *Texing 1* durchörterte die vielfach verschuppte Folge bis in eine Tiefe von 1140 m, wo sie die parautochthone und autochthone Vorlandmolasse erreichte; es wurden angetroffen: 211 m Fenstermolasse, 812 m Flysch und Buntmergelserie, nochmals 112 m Fenstermolasse.

Buntmergelserie ohne Klippen ist am Nordrand des Fensters zwischen den Tälern der Kleinen Erlauf und des Feichsenbaches zu größerer Mächtigkeit zusammengeschoben. Festgestellt sind Schiefertone bis Mergel und Fleckenmergel in den Farben rot, grün, grüngrau und grau im Umfang von Alb bis ins tiefe Obereozän. Weiter östlich begleitet Buntmergelserie den Nordrand des Fensters als nur schmaler Streifen und ist bisweilen auch nicht nachweisbar. Erwähnenswerte Einschaltungen sind vereinzelt nur schmächtige geröllführende Linsen im Maastricht und Dan – Paleozän, sowie mächtige, allerdings nicht sicher zur Buntmergelserie gehörige Sandsteine mit Kristallinkomponenten, Inoceramensplittern und seltenen Nummuliten, sowie ein Eozän mit großen runden Blöcken von Granitoiden, Pikrit u. a. Das altbekannte „Granitvorkommen von Schaitten" (H. VETTERS, 1938; P. FAUPL, 1975) ist eine Gruppe solcher Granitblöcke. Im Obereozän kommen Lithothamnienbrekzien mit Nummuliten und Discocyclinen, Bryozoen sowie Quarz- und Feldspatkörnern (Graben östlich Schmidlehen) und im Graben ostnordöstlich Hinterberg auch mit zahlreichen Grüngesteinsbrocken vor. Noch nicht ganz geklärt ist die Natur der „Glaukonitsandsteinserie" (S. PREY, 1957), doch paßt sie am ehesten in den Gaultflysch.

Alle genannten Einlagerungen kommen hauptsächlich im breiten Abschnitt der Buntmergelserie vor. Hier ist auch ein Gebiet, wo eine enge Verknetung von Buntmergelserie mit Flysch, meist Gaultflysch, seinerzeit gut beobachtet werden konnte. Dadurch ist die Untergrenze der Flyschdecke außerordentlich kompliziert gestaltet. Während hier der Flysch von oben eingefaltet ist, kommen im schon geschlossenen Flyschbereich nordwestlich davon innerhalb der tiefsten Flyschserien fensterartige Hochpressungen von Buntmergelserie vor. Die engen Falten setzen bis in die Zementmergelserie fort. Erst hinter dem Kerschenberg ist die mürbsandsteinführende Kreideflyschmulde verhältnismäßig ruhig gelagert und steigt gegen Osten an. Von dem alttertiären Flysch nördlich davon war schon auf S. 206 und 208 die Rede (Paleozänflysch).

Östlich der Großen Erlauf verengt sich die Flyschzone stellenweise bis auf 2–3 km Breite und wird sodann im *Pielachgebiet* wieder breiter. Die Hauptmasse des Flysches besteht dort aus mürbsandsteinführenden Schichten hauptsächlich der hohen Oberkreide (Altlengbacher Schichten), während Zementmergelserie zwar im Raume von Texing vorhanden ist, aber bei Rabenstein zu fehlen scheint. Es herrscht Faltenbau. Eine große Mulde mit überkipptem Südrand liegt nördlich von Rabenstein. Die Klippenzone ist hier sehr schmal.

Der Nordrand ist, wie meist, auch hier eine Schuppenzone, die in der Gegend von Kilb aus Neokom- und Gaultflysch, roten Schiefertonen der Mittelkreide und Reiselsberger Sandstein besteht. In dieser Zone liegen die beiden Vorkommen des *Serpentins von Kilb,* von denen das südwestliche bei Schützen auch eine interessante Serpentinbrekzie (H. P. CORNELIUS, 1927) mit durchwegs eckigen Serpentinfragmenten umfaßt, die in Mergeln mit Serpentindetritus und spärlicher Mikrofauna liegen, während das nordöstliche Serpentinvorkommen, an der Straße Kilb – Kohlenberg, auch von roten Schiefertonen der Mittelkreide umgeben ist. Entgegen der höchst unwahrscheinlichen Scherlingstheorie (O. ABEL, 1903, W. RICHTER & H. WIESENEDER, 1975) läßt sich der Serpentin zwanglos als Produkt des mittelkretazischen Vulkanismus deuten, vergleichbar dem im Lainzer Tiergarten in Wien, oder allenfalls auch eines oberjurassisch-tiefkretazischen, von dem Blöcke in die Mittelkreidesedimente eingeglitten sein können. Der basische und ultrabasische Vulkanismus kann mit der Öffnung des Flyschtroges in Zusammenhang gebracht werden (S. PREY, 1977). Einen Überblick bietet Abb. 43, Profil 6.

Literatur: ABEL O. 1903; ABERER F. 1951; CORNELIUS H. P. & CORNELIUS-FURLANI M. 1927; EXNER CH. & ZIRKL E. J.

1962; FAUPL P. 1972b, 1975a, b; KRÖLL A. & WESSELY G. 1967; LAUER G. 1970; LÖGTERS H. 1937a; PREY S. 1957, 1968c, 1971, 1977d; RICHTER M. 1950; RICHTER W. & WIESENEDER H. 1975; ROSENBERG G. 1955a; SCHNABEL W. 1970, 1977, 1979; THENIUS E. 1974b; TRAUTH F. 1922, 1948; VETTERS H. 1938.

3.4.8. Die Flyschzone zwischen dem Traisental und der Donau

(vgl. Abb. 43, Profil 7)

Beim Traisental beginnt sich die Flyschzone wieder zu einer Breite von schließlich 15–20 km zu entfalten, wobei man den bestimmten Eindruck hat, daß die Einheiten derselben schräg von Südwesten her unter den Kalkalpen auftauchen. Erst hier kann man durch gewisse Eigenheiten gekennzeichnete Einheiten bzw. *Decken* erkennen: Im Norden die Greifensteiner Decke und unter Zwischenschaltung der Hauptklippenzone im Süden die Laaber Decke sowie schließlich die Kahlenberger Decke, die aus zwei Teilstücken (dem Kahlenbergzug und dem Satzbergzug) besteht und ganz im Südosten mit der St. Veiter Klippenzone verbunden ist. Letztere kann man daher mit Recht als ein Stück des ehemaligen Untergrundes des Flyschtroges bezeichnen.

Die *Greifensteiner Decke* zieht bis 10 km breit und gegen Nordosten etwas schmäler werdend bis über die Donau. Ihre zahlreichen, z. T. überkippten Falten und Schuppen sind vor allem durch den Schichtbestand von Altlengbacher Schichten und Greifensteiner bzw. Gablitzer Schichten gekennzeichnet. Eine tektonisch abgetrennte Vorzone mit Unterkreideflysch (Gaultflysch, Wolfpassinger Schichten, detritäre Neokom-Kalke) gehört dazu; nur einige Randschuppen aus alttertiärem Flysch (R. GRILL, 1962) sind selbständige tektonische Elemente. Daß die Trennung der Vorzone von der Greifensteiner Decke nur eine tektonische ist, beweist der Fund von Zementmergelserie am Kohlreitberg bei Neulengbach und im Bihaberg bei Preßbaum, wo an der Grenze zu den Altlengbacher Schichten auch Oberste Bunte Schiefer entwickelt sind; dadurch wird auch die Ähnlichkeit des Profils mit dem Westen klargestellt.

Die in manchen Teilen schwach ausgebildeten Flyscherscheinungen haben hingegen W. GRÜN et al. (1972) zu der Auffassung geführt, daß die *Nordzone* eher eine aufgeschuppte parautochthone Einheit sei. In der Bohrung Mauerbach gehört sie allerdings noch zur Flyschdecke, ebenso vermutlich in der Bohrung Berndorf 1 (siehe Nachtrag S. 101).

Typischer Greifensteiner Sandstein ist in den Steinbrüchen bei Höflein an der Donau aufgeschlossen.

Nordnordwest-Nord gerichtete Querstörungen scheinen sich im Nordosten zu häufen (F. BRIX, 1970).

Die *Hauptklippenzone* G. GÖTZINGERs kann von Reinfelden an der Gölsen (am Kalkalpennordrand) über Stollberg, Wolfsgraben, Weidlingau und Neuwaldegg bis Sievering verfolgt werden, wo sie unter dem Jungtertiär des Wiener Beckens verschwindet. Im Süden durchwegs von der Laaber Decke begleitet, wird der Nordrand bis in die Gegend von Wolfsgraben von Greifensteiner, von hier an aber von dem nordwestlichen Lappen der Kahlenberger Decke gebildet (vgl. S. 213). Im einfachen Fall besteht sie aus zwei Bestandteilen: aus Kaumberger Schichten des Nordrandes der Laaber Decke und darunterliegend (von ihnen durch eine wichtige tektonische Grenze getrennt) aus obersenoner bis eozäner Buntmergelserie mit Klippen. Im Nordostteil, etwa ab Pfalzau, kommen noch Elemente der Kahlenberger Decke hinzu. Allerdings sind im Abschnitt zwischen Wöllersdorf und Agsbachklause Vorkommen von Klippenzone und Buntmergelserie nur spärlich.

Klippen aus Grestener Schichten, Posidonienschichten, Radiolarit und Oberjura-Neokomkalken und -mergeln (mit einer spärlichen Hülle aus Buntmergelserie) sind häufig zwischen dem Westende der Klippenzone und etwa dem Tal des Flusses Tulln. Bei Stollberg wurde eine Fortsetzung der Klippensedimentation bis in das Alb beschrieben. Weiter gibt es spärlich Klippen, z. B. nördlich Agsbachklause und bei Wolfsgraben (die „Klippenhügel" südlich der Straße sind aber bloß Laaber Sandsteine). Ein weitgehend geschlossener Zug von Kaumberger Schichten reicht bis zum Engelkreuz (südsüdöstlich Preßbaum), dann gibt es ein größeres Vorkommen im Autobahneinschnitt südöstlich vom Wienerwaldsee (das sehr rutschfreudig war) und kleinere, oft schwer erkennbar, südlich bis westsüdwestlich der Baunzen.

Von Wolfsgraben an gibt es wieder größere Vorkommen von kretazischer bis eozäner Buntmergelserie, in der bei Wolfsgraben und an der Autobahn bei der Elmerhütte Klippen liegen (also eigentliche Klippenzone).

Auch im Gebiete von Glasgraben und von hier weiterziehend bis Sievering ist Buntmergel-

serie festgestellt, darin die bekannte Aptychenkalklippe im Neuwaldegger Park und die Klippe von konglomeratischem Keupersandstein beim Forsthaus nördlich davon.

Größere Räume östlich der Gegend von Preßbaum aber werden von Gaultflysch und roten und grünen Schiefertonen der Mittelkreide eingenommen, die zum Rande der Kahlenberger Decke gehören. In diesen Gesteinen liegt auch der Klippenschwarm westlich der Baunzen, der vorwiegend aus Kieseltonen und Radiolariten, sandigem Dogger und Posidonienschichten besteht. Im Gegensatz zu den Klippen bei der Elmerhütte fallen sie nach Nordnordwesten ein. Alttertiäre Buntmergelserie liegt als schmaler Streifen weiter nördlich, von den Klippen durch Gaultflysch getrennt. Es besteht nach diesen Beobachtungen wohl keine Schwierigkeit, diese Klippen mit denen von St. Veit zu vergleichen und somit auch als Reste des einstigen Flyschuntergrundes zu betrachten! Die altbekannte Klippe bei Salmannsdorf dürfte überhaupt Flyschneokom sein. Von der Baunzen gegen Nordosten bis zum Wiental wird der Nordteil der Hauptklippenzone von den eintönigen, vorwiegend roten Schiefern der Flysch-Mittelkreide eingenommen. Im Gebiet des Autobahneinschnittes bei der Tiergartenmauer gibt es neben Kaumberger Schichten auch mit echter, hauptsächlich alttertiärer Buntmergelserie (rote Schiefertone mit *Cyclammina amplectens* Grzybowski) verschuppte, schwarze und graugrüne Schiefertone mit Quarziten, die Rzehakinenfaunen führen und am besten mit ähnlich ausgebildeten hangendsten Teilen der Kaumberger Schichten (Maastricht) verglichen werden können.

Als weiteres Detail sei auf eine Klippe von eozänen Laaber Schichten in der Hauptklippenzone im Dambachtal, 2 km westlich der Baunzen, hingewiesen. Ob aber die am Südrand der Hauptklippenzone bei Wolfsgraben anstehenden Laaber Schichten Klippen sind, oder nicht, ist ungewiß. Wichtig ist jedoch, daß hier ein etwa zwei Kilometer langer schmaler Streifen von Laaber Schichten südwestlich vom Wolfsgrabenbach nach Nannobefunden bereits Obereozän und somit der bisher jüngste bekanntgewordene Flysch der Flyschzone ist.

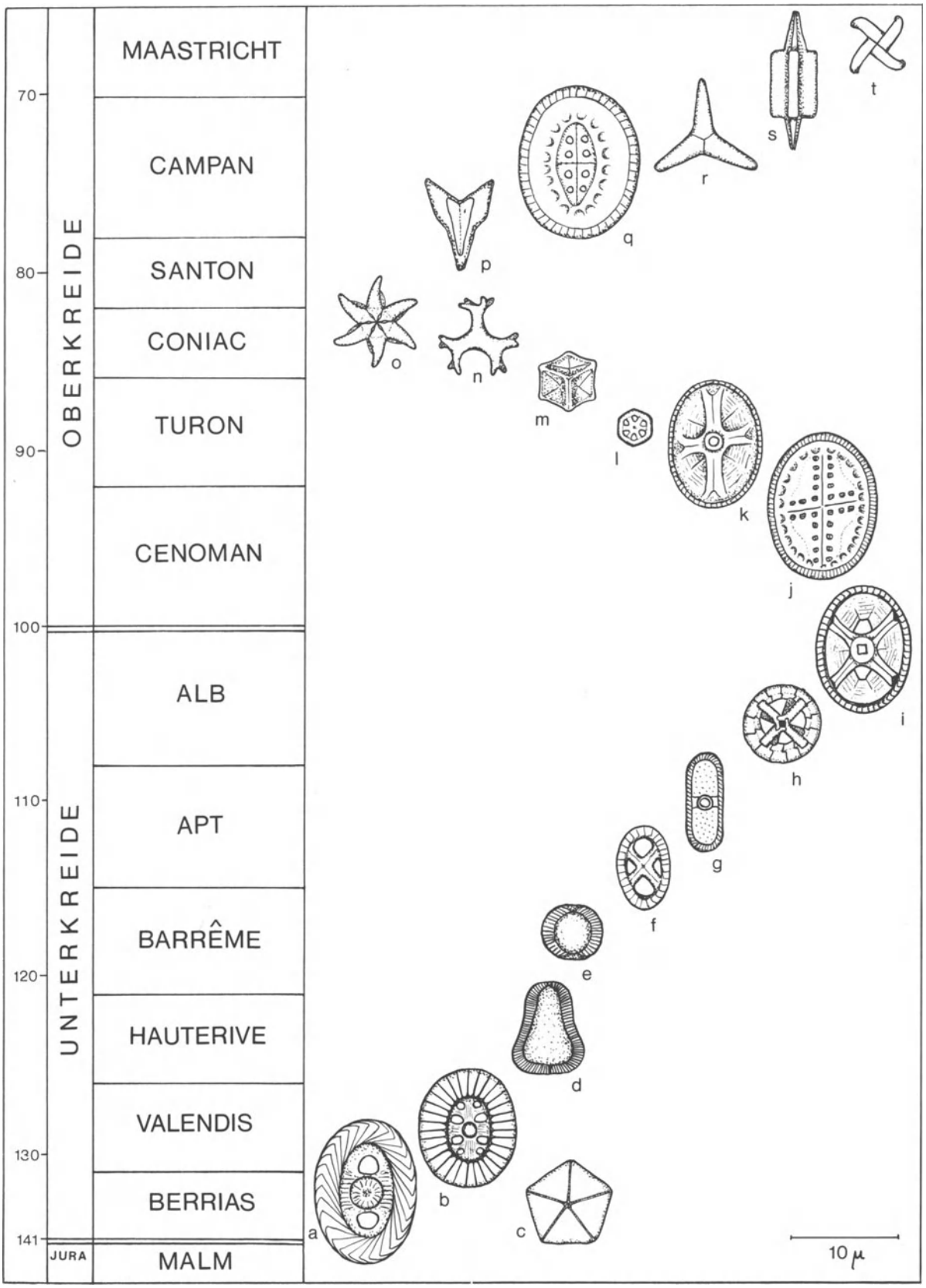
Klastika vermutlich alttertiären Alters wurden nahe der Knödelhütte bei Hadersdorf aufgefunden (H. Zapfe & M. Sedlacek, 1937).

Die Klippen der Baunzen und die Schichten der Mittelkreide müssen der Kahlenberger Decke zugezählt werden. Zum näheren Verständnis der Strukturen muß aber zuerst der Raum südöstlich der Hauptklippenzone betrachtet werden.

Südlich der Hauptklippenzone breitet sich zwischen dieser, dem Kalkalpenrand und dem Satzbergzug die *Laaber Decke* aus, deren Nordrand, wie schon gesagt, in der Hauptklippenzone gelegen ist. Ein schmaler Ausläufer der Decke reicht weit nach Nordosten bis über Pötzleinsdorf hinaus. Im südwestlichen Teil zwischen Gerichtsberg, Kleinmariazell und östlich Klausenleopoldsdorf befindet sich ein bis ca. 4 km breiter Aufbruch von heftig gefalteten Kaumberger Schichten, über die sich im wesentlichen ruhiger gelagerte Laaber Schichten mit den grobsandigen Hoisschichten an der Basis spannen. Nördlich, jenseits der Mulde von St. Corona mit sandsteinarmen Agsbachschichten, begleiten die Hoisschichten auch den Nordrand der Laaber Decke bis nordwestlich Klausenleopoldsdorf; der Schöpfl, mit 890 m der höchste Berg des Wienerwaldes, wird von diesen Schichten aufgebaut. Vom Untertauchen der Hoisschichten gegen Nordosten weg sind nur mehr Agsbachschichten vorhanden, die im großen eine Mulde bilden, in deren Kern rote Schichten liegen, die der Ortschaft Hochrotherd den Namen gegeben haben. Die Zugehörigkeit dieser roten Schichten bedarf noch einer Überprüfung. Sie liegen auf Eozän. An der Überschiebung liegen in diesem Abschnitt vorwiegend untereozäne Agsbachschichten.

Der *Satzbergzug* am südlichen Ostrand des Flysch-Wienerwaldes ist gekennzeichnet durch oft große Massen von Mittelkreide: roten und grünen Schiefertonen, oft mit dünnen kalkigen Sandsteinbänkchen und oft mächtigeren Einlagerungen von Reiselsberger Sandstein, darüber selbständig weiterbewegt, aber ursprünglich mit ihr stratigraphisch verbunden, eine die Gipfel bildende gefaltete Decke aus Kahlenberger Schichten. Die Mittelkreide, die in den westlichen Randbezirken Wiens einen mindestens 2–3 km breiten, tektonisch komplizierten Streifen bildet, ist mit den Klippen von St. Veit und vom Lainzer Tiergarten, die F. Trauth bearbeitet hat, sedimentär verbunden gewesen. Heute ist die Klippenserie zerrissen und verschuppt, auch mit Flysch. Die nordöstlichste Klippe ist im Bett des Wienflusses östlich vom Bahnhof Hütteldorf bekannt. Am Westrand des Satzbergzuges müssen einige sehr kleine Tithon-Neokomkalkklippen, die von Flysch-Mittelkreide umgeben sind, zu den St. Veiter Klippen gerechnet werden; die Antonshöhe bei Mauer ist kalkalpin.

In der Mittelkreide des Hörndlwaldes in Lainz ist synsedimentärer *Pikritvulkanismus* mit Tuffen und Laven bekannt (H. Küpper, E. J. Zirkl in: R. Janoschek et al., 1956); ebenso ein nach der Beschreibung von R. Grengg (1914) gangartiges


MAASTRICHT
CAMPAN
SANTON
CONIAC
TURON
CENOMAN
ALB
APT
BARRÊME
HAUTERIVE
VALENDIS
BERRIAS
MALM
JURA
OBERKREIDE
UNTERKREIDE
70
80
90
100
110
120
130
141
a
b
c
d
e
f
g
h
i
j
k
l
m
n
o
p
q
r
s
t
10 µ

Vorkommen in der Spiegelgrundgasse im 16. Wiener Bezirk und einige andere. Eine Anzahl von Blöcken ist während des Jungtertiärs umgelagert worden, so jene, die beim Bau des Lainzer Wasserbehälters gefunden worden sind (H. KÖHLER & A. MARCHET, 1937); andere liegen sogar im Kalkalpenbereich (G. ROSENBERG, 1963; H. KÜPPER, 1965), wohin nachweislich auch Flyschgesteine verfrachtet worden sind. F. BRIX (1970) hat die bekannten Fundpunkte von Pikriten zusammengestellt.

Gegen Nordwesten ist der Satzbergzug an der Hüttgrabenstörung in seiner ganzen Länge zwischen einer E-W-Störung am Südrand des Lainzer Tiergartens und Pötzleinsdorf auf die Laaber Decke aufgeschoben. Die Störung hat den Charakter einer Deckengrenze, nachdem an ihr eine Anzahl von Schubspänen echter Buntmergelserie aus dem Deckenuntergrund aufgeschuppt worden sind, z. B. beim Gütenbachknie im Lainzer Tiergarten, beim Umspannwerk Auhof (Bohrungen) und südöstlich Schottenhof (G. GÖTZINGER, 1954; F. BRIX, 1970; S. PREY, 1975).

Nordwestlich der Hauptklippenzone erstreckt sich zwischen dem Wienerwaldsee bei Preßbaum und der Donau das etwa dreieckige Areal der eigentlichen *Kahlenberger Decke;* der jüngst erkannte Zuschnitt ist anders, als ihn G. GÖTZINGER (1952) angenommen hat. Der Gleitteppich aus Mittelkreide unterscheidet sich von den Mittelkreideserien des südöstlichen Satzbergzuges nur dadurch, daß die Reiselsberger Sandsteine bis auf sporadische Ausnahmen (z. B. Höhe östlich vom Wienerwaldsee) alle im Südosten zurückgeblieben sind und der schwarz-grüne Gaultflysch mit den dunklen Quarziten stärker in Erscheinung tritt, als im St. Veiter Klippengebiet, wo er auszukeilen scheint; der Westrand des Satzbergzuges nimmt diesbezüglich eine Mittelstellung ein. Am Nordwestrand der Hauptklippenzone sind diese Mittelkreide- und Gaultschichten angehäuft. Auch am Südrand der Kahlenberger Decke sind diese Basisschichten mächtiger; südlich Kahlenbergerdorf und z. B. auch östlich vom Dambachgraben bei Purkersdorf sind sogar Späne von Buntmergelserie eingeschuppt, die zwar nur durch die Mikrofauna, z. B. mit *Rzehakina epigona* (RZEHAK) von den roten Schiefertonen der Flysch-Mittelkreide unterschieden werden können, aber doch genau Gesteinen der Buntmergelserie in der Hauptklippenzone entsprechen.

Der Nordrand der Kahlenberger Decke ist durch tektonisch reduzierte Mittelkreide gekennzeichnet und verläuft von Kierling über Hainbach nach Südwesten. Er erreicht westlich Purkersdorf das Wiental und endet als schmaler, synklinal gebauter Ausläufer aus Mittelkreide (der nördlich Beerwartberg auch von ein wenig Buntmergelserie gesäumt wird), westlich Engelkreuz (südöstlich Pfalzau). Der Kern der Decke, der östlich vom Wienerwaldsee beginnt, besteht aus Kahlenberger Schichten, zu denen sich etwa von Purkersdorf gegen Nordosten höhere Kahlenberger Schichten und im Raume von Klosterneuburg auch jüngere, mürbsandsteinführende Serien gesellen. Die einst als „Pilzfalte" gedeutete Struktur nordwestlich Kahlenbergerdorf muß als liegende Synklinale umgedeutet werden.

In der südlich vom Deckenkern angestauten Mittelkreide liegt der vom Engelkreuz bis zum Rande des Wiener Beckens verfolgbare *Sieveringer Zug,* dessen Schichtfolge vom Ober-Campan bis ins Paleozän reicht. Nachdem die Bankunterseiten dieses Zuges wie auch der Kahlenberger Schichten am Südrand des Kernes der Kahlenberger Decke größtenteils nach Süden blicken, sind hier zwei aufrechte Schichtfolgen mit Mittelkreide als Basis übereinandergeschlichtet. Das tiefere Schuppenpaket, in dem der Sieveringer Zug ein losgelöstes und der Kahlenberger Decke vorangeeiltes Hangendstück ist, wurde in einen vermutlich damals schon erodierten Bereich der Überschiebung der Laaber Decke über die Greifensteiner Decke, mit darinnen liegenden Schürflingen von Grestener Klippenzone, hineingeschoben. Nachfolgend wurde Überschiebungsbereich und Schuppenpaket von der Kahlenberger

Abb. 45. Diagramm über bemerkenswerte Vorkommen wichtiger Nannoplankton-Arten in marinen Kreide-Sedimenten Österreichs (zusammengestellt von HELGA PRIEWALDER & HERBERT STRADNER):

a *Parhabdolithus embergeri* (NOEL 1958) STRADNER 1963
b *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE & MARTINI 1964
c *Micrantholithus hoschulzi* (REINHARDT 1966) THIERSTEIN 1971
d *Nannoconus bucheri* BRÖNNIMANN 1955
e *Nannoconus globulus* BRÖNNIMANN 1955
f *Chiastozygus litterarius* (GORKA 1957) MANIVIT 1971
g *Parhabdolithus angustus* (STRADNER 1963) STRADNER et al. *1968*
h *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKI 1912) GARTNER 1968
i *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFLANDRE 1954) REINHARDT 1966
j *Gartnerago obliquum* (STRADNER 1963) NOEL 1969
k *Eiffellithus eximius* (STOVER 1966) PERCH-NIELSEN 1968
l *Corollithion exiguum* STRADNER 1963
m *Micula decussata* VEKSHINA 1959
n *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE 1954) DEFLANDRE 1959
o *Lithastrinus grilli* STRADNER 1963
p *Ceratolithoideas aculeus* (STRADNER 1961) PRINS & SISSINGH 1977
q *Broinsonia parca* (STRADNER 1963) BUKRY 1969
r *Tetralithus trifidus* (STRADNER 1961) BUKRY 1973
s *Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI 1964
t *Micula mura* (MARTINI 1961) BUKRY 1973

Vergrößerung: ca. 1900×

Stammdecke von Südosten her überwältigt. Diese Verquickung von Erosion mit tektonischen Vorgängen hat die bedeutenden Komplikationen dieser Zone mitverursacht, wie sie vor allem durch inliegende Späne von Ultrahelvetikum (zwischen den Schuppen und unter der Überschiebungsfläche der Kahlenberger Decke) zum Ausdruck kommen. Nachfolgend wurden Hauptklippenzone, Sieveringer Zug und der Südrand der eigentlichen Kahlenberger Decke steilgestellt bis überkippt und die Verbindung dieses nördlichen Teiles der Kahlenberger Decke mit dem südöstlichen (dem Satzbergzug) als Folge des Hochstaues durch Erosion unterbrochen. Die ganze Tektonik zeigt Merkmale einer gravitativen Gleittektonik.

Auch hier gibt es eine andere, wie dem Verfasser scheint, unrichtige Auffassung vom Bau der Hauptklippenzone. F. BRIX (1970) bezieht die im Bereich der Hauptklippenzone vorhandenen Schichten, Buntmergelserie und Flyschserien, als Teilglieder in die Gesamt-Schichtfolge seiner „Schottenhofzone" ein und sieht sie als eher parautochthone Einheit aus der Unterlage der alpinen Flyschdecken an. Die Unmöglichkeit dieser Deutung ergibt sich aber vor allem daraus, daß gleichalte Schichtfolgen größeren Umfanges sowohl in Flysch- als auch in Nichtflyschfazies ohne Übergänge nebeneinanderliegen.

G. GÖTZINGER nennt zahlreiche Funde von „exotischen" Blöcken (Granite, Gneise u. a.) vornehmlich aus den tektonisch interessanten Zonen des Wienerwaldes (vgl. Kap. 3.4.3.4.).

Wie weit bei der Herausbildung der heutigen Konstellation der tektonischen Einheiten Einflüsse der Paläogeographie, der Karpatentektonik oder auch Horizontalverschiebungen zwischen der durch den tertiären Vorstoß der Kalkalpen beeinflußten alpinen und der derart nicht beeinflußten karpatischen Flyschzone mitspielen, ist noch nicht befriedigend geklärt.

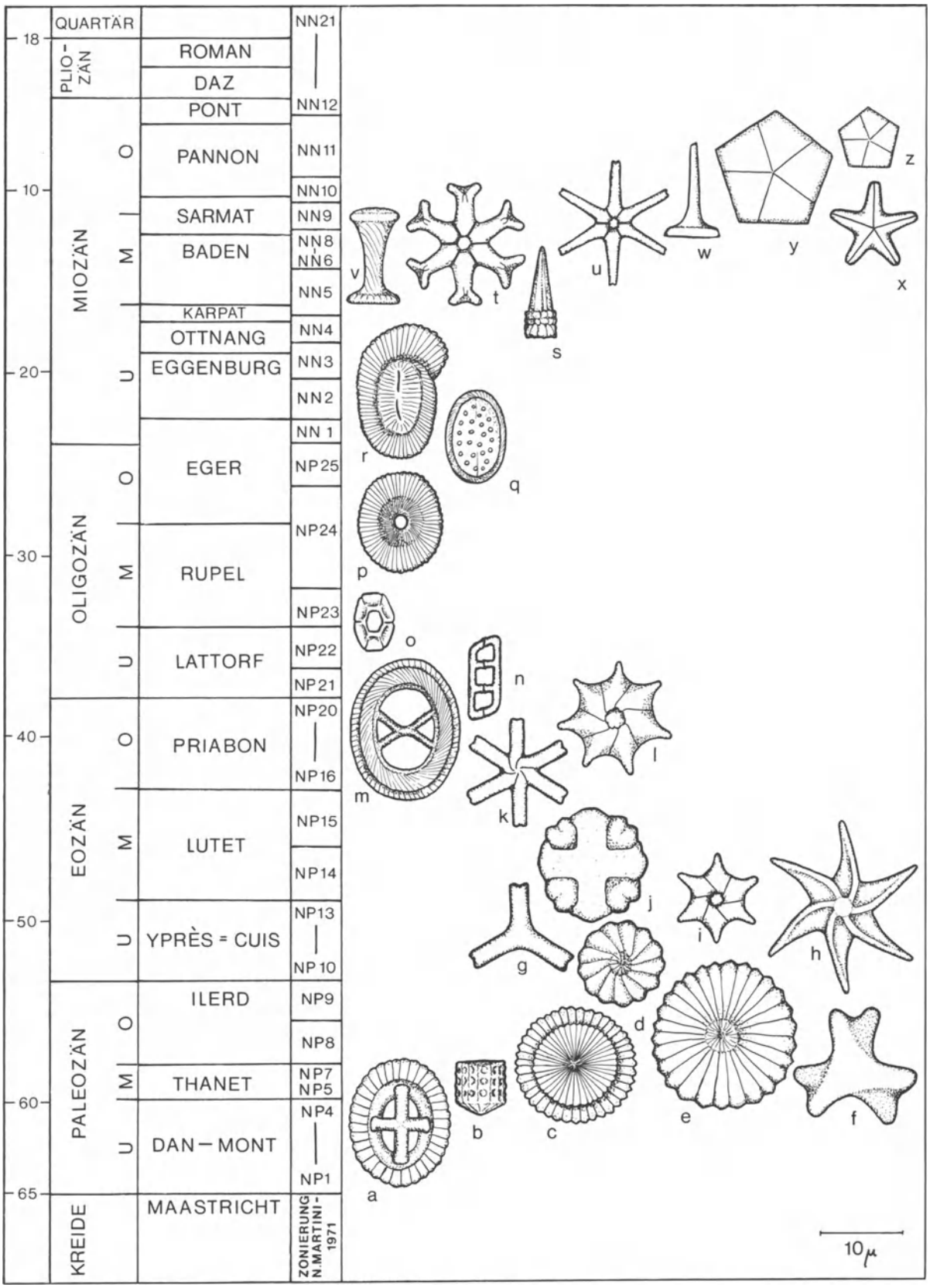
Ein wichtiger Beweis für die Deckennatur der Flyschzone des Wienerwaldes und ihre Überschiebung über die Molasse des Alpenvorlandes ist durch die Bohrung *Mauerbach 1* erbracht worden, die nördlich Mauerbach in einem Abstand von 3,5 km südöstlich vom Nordrand der Flyschzone angesetzt war. Der stark verschuppte Flysch erreichte eine Mächtigkeit von 2364 m. Die viel weiter westlich, im Perschlingtal ca. 11 km südöstlich St. Pölten niedergebrachte Bohrung *Perschenegg 1* durchörterte 1624 m Flysch und darunter 60 m Buntmergelserie, ehe die Vorlandmolasse erreicht wurde.

Literatur: ABEL O. 1925; BERTLE H. 1970; BIRKENMAJER CH. 1961, 1962; BRIX F. 1961, 1969, 1970, 1974; FAUPL P. 1975b, 1976; FAUPL P. et al. 1970; GÖTZINGER G. 1932, 1944, 1951, 1954; GÖTZINGER G. & EXNER CH. 1953; GÖTZINGER G. & VETTERS H. 1923; GOTTSCHLING G. 1966; GRENGG R. 1914; GRILL R. 1962; GRÜN W. et al. 1961; GRÜN W. et al. 1964; GRÜN W. et al. 1972; HÄUSLER H. 1975; JANOSCHEK R. et al. 1956; JÄGER R. 1914; KÖHLER A. & MARCHET A. 1937; KÜPPER H. 1962, 1965, 1968; NIEDERMAYER G. 1966; NOTH R. & WOLETZ G. 1954; OBERHAUSER R. 1963; PAPP A. 1956, 1962; PLÖCHINGER B. & PREY S. 1974; PREY S. 1953c, 1958, 1960b, 1962b, 1965b, 1968a, b, c, 1971, 1972, 1973, 1975c, d; RICHTER W. & WIESENEDER H. 1975; ROSENBERG G. 1963; THENIUS E. 1974b; TRAUTH F. 1921, 1930, 1948; VETTERS H. 1938; WIESENEDER H. 1962, 1967; WOLETZ G. 1950, 1962, 1963, 1967; ZADORORLAKY-STETTNER N. 1960; ZAPFE H. & SEDLACEK M. 1937.

Abb. 46. Diagramm über bemerkenswerte Vorkommen wichtiger Nannoplankton-Arten in marinen Tertiär-Sedimenten Österreichs (zusammengestellt von HELGA PRIEWALDER & HERBERT STRADNER):

a *Cruciplacolithus tenuis* (STRADNER 1961) HAY &MOHLER 1967
b *Fasciculithus involutus* BRAMLETTE & SULLIVAN 1961
c *Heliolithus kleinpelli* SULLIVAN 1964
d *Discoaster gemmeus* STRADNER 1959
e *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL 1954
f *Marthasterites contortus* (STRADNER 1958) DEFLANDRE 1959
g *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL 1954) DEFLANDRE 1959
h *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL 1954
i *Discoaster sublodoensis* BRAMLETTE & SULLIVAN 1961
j *Nannotetrina cristata* (MARTINI 1958) PERCH-NIELSEN 1971
k *Discoaster tani* BRAMLETTE & RIEDEL 1954
l *Discoaster saipanensis* BRAMLETTE & RIEDEL 1954
m *Chiasmolithus oamaruensis* (DEFLANDRE 1954) HAY, MOHLER & WADE 1966
n *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE 1954
o *Lanternithus minutus* SRADNER 1962
p *Reticulofenestra abisecta* (MÜLLER 1970) ROTH & THIERSTEIN 1972
q *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER 1968) ROTH 1970
r *Helicosphaera carteri* (WALLICH 1877) KAMPTNER 1954
s *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE 1953
t *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE 1963
u *Discoaster exilis* MARTINI & BRAMLETTE 1963
v *Rhabdosphaera poculi* (BONA & KERNERNE SÜMEGI 1964) MÜLLER 1974
w *Rhabdosphaera sicca* (STRADNER 1963) FUCHS & STRADNER 1976
x *Micrantholithus vesper* DEFLANDRE 1950
y *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD 1935) DEFLANDRE 1947
z *Braarudosphaera bigelowi parvula* STRADNER 1960

Vergrößerung: ca. 1400×


QUARTÄR
PLIO-ZÄN
ROMAN
DAZ
PONT
PANNON
SARMAT
BADEN
KARPAT
OTTNANG
EGGENBURG
MIOZÄN
O
M
U
EGER
RUPEL
LATTORF
OLIGOZÄN
PRIABON
LUTET
YPRÈS = CUIS
EOZÄN
ILERD
THANET
DAN — MONT
PALEOZÄN
MAASTRICHT
KREIDE
NN21
NN12
NN11
NN10
NN9
NN8
NN6
NN5
NN4
NN3
NN2
NN 1
NP25
NP24
NP23
NP22
NP21
NP20
NP16
NP15
NP14
NP13
NP 10
NP9
NP8
NP7
NP5
NP4
NP1
ZONIERUNG N.MARTINI-1971
18
10
20
30
40
50
60
65
a
b
c
d
e
f
g
h
i
j
k
l
m
n
o
p
q
r
s
t
u
v
w
x
y
z
10µ

3.4.9. Der Flysch nördlich der Donau

Der im Donautal etwa NW-SE verlaufende *Donaubruch* bewirkte eine Nordwestverschiebung des Nordostflügels um etwa 3 km. Dort setzen im Bisamberg die *Kahlenberger Decke* mit ihrer Mittelkreidebasis (Furche beim Magdalenenhof) und die *Sieveringer Schichten* fort. Die *Greifensteiner Decke* baut den Rohrwaldzug westlich vom Korneuburger Becken auf und ist mit einer Vorzone aus Gaultflysch, Neokomflysch und bunten Mittelkreideschiefern der Waschbergzone aufgeschoben. Nach Norden löst sie sich in Deckschollen auf der Waschbergzone auf (z. B. Karnabrunner Kirchberg). Die Grenze zur Kahlenberger Decke knickt östlich Korneuburg nach Osten um. Die Greifensteiner Decke bildet sodann auch den Hügelzug zwischen dem Korneuburger und dem Wiener Becken bis in die Gegend von Niederkreuzstetten, wo sie sich ebenfalls in Deckschollen auf der Waschbergzone auflöst.

Zahlreiche Bohrungen haben im nordwestlichen Wiener Becken *Flysch im Untergrund des Jungtertiärs* erreicht; sie bezeugen auch die große Verbreitung alttertiären Flysches. Nur im Steinberg bei Zistersdorf kommt Flysch nahe an die Oberfläche (vgl. S. 565). Die 4711 m tiefe Bohrung Linenberg 1 konnte den Flysch nicht durchstoßen. Unter Jungtertiär bewegte sie sich 4174 m im Flysch.

Der Südrand der Flyschzone zieht von St. Marx in Wien etwa über Dürnkrut gegen Mähren, während der Nordrand an einer Linie zwischen den aufgeschlossenen Flyschausläufern und Poysdorf zu suchen ist. Klippenzonen sind im Untergrund nur in Mähren bekannt. Wegen der Verbindung von Flysch und St. Veiter Klippenzone kann die letztere nicht die unmittelbare Fortsetzung der etwas anders gebauten Pienidischen Klippenzone der Karpaten sein, die man viel weiter südlich unter den Kalkalpen vermuten kann.

Literatur: GÖTZINGER G. 1944; GRILL R. 1962, 1968; HEKEL H. 1968; NOTH R. 1951.

3.4.10. Die Flyschfenster innerhalb der östlichen Nördlichen Kalkalpen

Die Flyschfenster in den Kalkalpen sind wichtige Beweismittel für die Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone, einige davon auch für das Hineinziehen von Ultrahelvetikum mit Klippen unter den Flysch und die Kalkalpen.

Eines der instruktivsten ist das *Fenster am Wolfgangsee* (B. PLÖCHINGER, 1973). Das tiefste Aufgeschlossene ist oberkretazische bis eozäne Buntmergelserie, verbunden mit Juraklippen, die außerdem einen oberjurassischen, synsedimentären, basischen bis ultrabasischen Vulkanismus aufweisen. Also Klippenzone wie draußen in der Flyschzone! Es kann beobachtet werden, daß darüber Flysch überschoben ist, und zwar hauptsächlich Gaultflysch und Reiselsberger Sandstein und darüber erst der kalkalpine Rahmen. Neokom- und Gaultflysch, bunte Schiefer und Reiselsberger Sandstein stehen stark tektonisch reduziert z. B. am Zinkenbach an. Ein Teil der Fensteraufschlüsse befindet sich bei St. Gilgen, ein größeres und reichhaltigeres Flysch-Klippenzonengebiet südlich Strobl, das mit schmalen Ausläufern auch die kalkalpine Scholle des Sparber unterlagert. Tiefbajuvarische Schollen im kalkalpinen Rahmen unterstreichen noch die Bedeutung der Fensterstrukturen.

Das *Flyschfenster von Windischgarsten* (R. BRINKMANN, 1936; S. PREY, A. RUTTNER in: S. PREY et al., 1959; B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968; S. PREY, 1964) ist jenes Flyschfenster, das am weitesten südlich, nämlich nur 15 km nördlich des Südrandes und 25 km südlich des Nordrandes der Nördlichen Kalkalpen gelegen ist. An der Grünau-Windischgarstener Störungszone, die vom Grünauer Halbfenster ausgehend bis in die Gegend von St. Gallen verfolgt werden kann, steht Flysch namentlich im Wuhrbauer Kogel nördlich und östlich von Windischgarsten an und streicht, langsam ausdünnend, bis nördlich Rosenau nach Ostsüdosten weiter. Nachgewiesen wurden folgende Flysch-Schichtglieder: Neokom- und Gaultflysch, Reiselsberger Sandstein, Obere Bunte Schiefer und Zementmergelserie. Beweismaterial lieferten Gesteinsbestand und Gliederung, sowie charakteristische Mikrofaunen. Schwerminerale begründeten die Unterscheidung von Flysch und Gosau (G. WOLETZ). Die Zementmergelserie bildet in sich stark gefaltete Körper innerhalb der übrigen Flyschschichten. Immer wieder miteinander verknetet, entstand ein rutschfreudiges Material. Zwar gibt es auch hier am Nordrand des Fensters rote Tonmergel,

die verdächtig sind, Buntmergelserie zu sein, doch lassen sie sich von den unmittelbar angrenzenden kalkalpinen Nierentaler Schichten weder beweiskräftig unterscheiden noch abgrenzen. Der besonders im Süden angestaute und durch die Bohrung Windischgarsten 1 untersuchte Rahmen aus kalkalpinem Haselgebirge mit Rauhwacken, Werfener- und Gosauschichten, sowie Blöcken von basischen Eruptivgesteinen und Ophicalziten enthält typisch tiefbajuvarische (vor allem im Gunst) und vielleicht noch tiefere, (?)unterostalpine Schollen (Deckenreste), deren eine einen faziell eigenartigen Tithon-Neokomkalk mit Sandstein- und spärlichen Geröllagen, sowie Tristelschichten und Cenomanschiefer enthält. Wie schon angedeutet, grenzt der Flysch im Norden zwischen Wuhrbauer Kogel und Rosenau an zum Teil gleichalte Gosau mit bunten Nierentaler Schichten. Das Salinar des Fensterrahmens, das mit dem Flysch verknetet ist, ist ein weiteres Hauptagens für die bedeutenden Hangrutschungen, die hier stattgefunden haben.

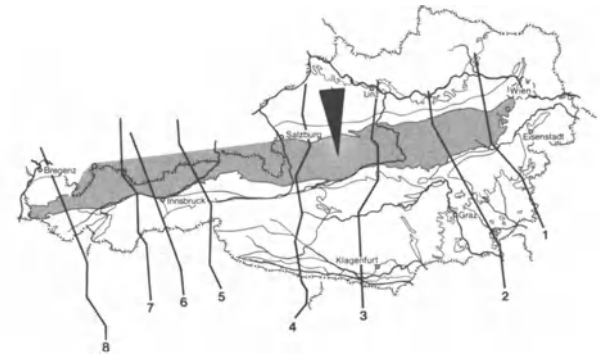
Das *Flyschfenster von Brettl* (A. RUTTNER, 1960), liegt etwa 5 km südlich Gresten innerhalb der Frankenfelser- und vor dem Nordrand der Lunzer Decke, am Westrand einer kleinen, aber auffälligen Bogenstruktur. Eine zwischen 1 und 3 km breite, kalkalpine Kulisse mit Muldenbau trennt es von der eigentlichen Flyschzone im Norden. Der Flysch, der mit jenem der Flyschzone im Norden sowie mit einem Flyschstreifen am Nordrand der Kalkalpen harmoniert, ist zwar sehr schlecht aufgeschlossen, doch sind Gaultflysch, Reiselsberger Sandstein und Zementmergelserie nachgewiesen. Außerdem ist am Südrand etwas Klippenzone mit Kalken und Kalkmergeln mit glimmerigen Sandsteinlagen des Tithon-Neokoms, roten Radiolariten sowie roten Schiefertonen aufgeschuppt. Die für diese gegebene Deutung als Buntmergelserie bedarf jedoch einer Überprüfung. Bemerkenswert ist ein Fund von Pikrit. Das Untertauchen des Flysches unter die kalkalpinen Gesteine des Nordrahmens war in mehreren Aufschlüssen sichtbar.

Literatur: BRINKMANN R. 1936; PLÖCHINGER B. 1964a, 1973; PLÖCHINGER B. & PREY S. 1968; PREY S. 1964b, 1974; PREY S. et al. 1959; RUTTNER A. 1960.

3.5. Die Nördlichen Kalkalpen

Von Benno Plöchinger

Mit den Abbildungen 47 bis 58



Profile 8–1 siehe Abb. 19

3.5.1. Einleitung

Die Nördlichen Kalkalpen bilden eine vom Rheintal bis zum Wiener Becken reichende, 500 km lange und 40–50 km breite Zone, die nördlich der Zentralalpen und der Grauwackenzone und südlich des Alpenvorlandes gelegen ist. Nach der Unterbrechung durch das abgesenkte, mit Neogenablagerungen gefüllte Wiener Becken finden sie in den Westkarpaten ihre östliche Fortsetzung. Sowohl gegenüber der Flyschzone als auch gegenüber der Grauwackenzone zeigen die Nördlichen Kalkalpen schroffere, felsenreichere Formen und lassen klar erkennen, daß ihr Relief vom Baumaterial und von der Lagerung abhängt. Sie bilden ein Kettengebirge vor- bis hochalpinen Charakters, dessen Gipfelflur speziell im Bereich der Plateauberge auf eine jungtertiäre, gegen Norden sanft abfallende Verebnung hinweist. Für die letzte entscheidende Formgebung ist das pleistozäne Geschehen mit der ausgedehnten Vergletscherung verantwortlich. Die höchsten Gipfel erreichen Höhen um 3000 m.

Die vielfältigen permo-mesozoischen Sedimente der Nördlichen Kalkalpen entstammen dem miogeosynklinal ausgebildeten, marinen Ablagerungsraum des Oberostalpins, der sich südlich des penninischen, des unter- und mittelostalpinen Ablagerungsraumes, also südlich der heutigen Tauern, ausbreitete. Erste Krustenbewegungen fanden in der Trias und im Jura statt. Durch Subduktion der Sockelgesteine wurden im Zuge der kretazischen gebirgsbildenden Vorgänge die permo-mesozoischen Sedimente mitsamt den basalen paläozoischen Sedimenten der Grauwackenzone vollends vom kristallinen Untergrund gelöst, gegen Norden geschoben, gefaltet und dachziegelförmig in Schuppen und Decken gestapelt. Während der alttertiären Phasen erfolgte ein blockförmiger Nordschub des kalkalpinen Deckenstapels über das Flysch-Helvetikum-Vorland; es kam erneut zu Falten- und Schuppenbildungen. Basale Schichtglieder wurden, gegen Norden zunehmend, durch Abscherung reduziert.

Die Allochthonie der Nördlichen Kalkalpen ist bewiesen durch das Fehlen einer kristallinen Unterlage, durch das tektonisch unterlagernde Mittel- und Unterostalpin und durch einen Schürflingsteppich, der vom Nordrand her weit unter die Kalkalpen hineingreift.

Bei den jungtertiären Hebungsphasen wurden die sanft aus dem Meer herausragenden Verebnungsflächen zergliedert und das grundsätzliche Relief geschaffen. Die eiszeitliche und nacheiszeitliche Erosion und Akkumulation formte die Landschaft von heute.

Im folgenden Beitrag wird versucht, die Stratigraphie und die Tektonik der Nördlichen Kalkalpen in zwei Großkapiteln möglichst komprimiert zu erläutern; er baut im wesentlichen auf die bis 1976 vorliegende Literatur auf. An zusammenfassenden Darstellungen brachte E. Spengler den Bau der Nördlichen Kalkalpen in F. X. Schaffers Geologie von Österreich (1951a) und die Abwicklung der kalkalpinen Decken (1953, 1956, 1959); A. Tollmann (1967a, 1969c, 1970b) stellte den tektonischen Bau der Nördlichen Kalkalpen in Karten zusammen und in der Bundesländerserie (Verh. Geol. B.-A.) erschienen die Hefte Wien (H. Küpper, 1968a), Salzburg (W. Del-Negro, 2. Aufl., 1970) und Niederösterreich (E. Thenius, 2. Aufl., 1974). Schließlich legte A. Tollmann (1973a, 1976a, c) seine in alle Teilbereiche eingehende, dreibändige Monographie über die Nördlichen Kalkalpen vor.

3.5.2. Stratigraphische Übersicht

Die permo-mesozoischen und alttertiären Gesteine, aus welchen die Nordkalkalpen aufgebaut sind, stellen vorwiegend marine Ablagerungen mit gelegentlichen terrestrischen Einschaltungen dar. Auf Grund der sich ständig ändernden Absatzbedingungen in den verschiedenen Sedimentationsräumen der kalkalpinen Geosynklinale nordalpiner Fazies kam es zu einem andauernden seitlichen und vertikalen Fazieswechsel. Bewegungen der Erdkruste vor allem verursachten an den sogenannten stratigraphischen Wenden Umschläge des Sedimentationscharakters. Die Sedimente und die Fossilien lassen Rückschlüsse auf das jeweilige Milieu und die jeweiligen Lebensbedingungen zu.

3.5.2.1. Perm

(vgl. Abb. 48)

Über dem eingeebneten variszischen Gebirge kamen im Perm im Zuge der postvariszischen Transgression vorwiegend klastische Ablagerungen zum Absatz. Im Westteil der Kalkalpen sind es die grob- bis feindetritischen Serien des *Alpinen Verrucano,* bestehend aus Grobklastika, Arkosen, Sandsteinen und Quarziten mit Einschaltungen saurer Vulkanite, im Ostteil der Tiroler Kalkalpen die ihnen artverwandten permischen *Hochfilzener Schichten.* Im Mittelabschnitt der Kalkalpen wird das Perm durch die Klastika der *Fellersbacher* und *Mitterndorfer Schichten* und am Südrand des Kalkalpenostteiles durch die an Quarz und Hornstein reichen Grobklastika der *Prebichlschichten* vertreten.

Vor allem im Absatzraum der Hallstätter Serie ist das durch seine fossilen Sporen altersbelegte *permische Haselgebirge* verbreitet. Gelegentlich auftretendes tieftriadisches Haselgebirge ist nicht auszuschließen; möglicherweise finden sich in einem solchen auch umgelagerte permische Sporen. Das durch seinen Evaporitreichtum (Anhydrit, Gips, Salz) ausgezeichnete, seit altersher bergmännisch genützte tonig-brekziöse Haselgebirge ist in sanften Meerespfannen durch Eindampfung eines hypersalinaren Meeres bei wahrscheinlich gleichzeitiger Sedimenteinschüttung entstanden. Es weist die ganze Schichtfolge der alpinen Salzlagerstätten auf. Der Anhydrit wurde durch Hydratation später großenteils in Gips umgewandelt, das Salz vielfach ausgelaugt.

Dunkle, mit gebändertem Haselgebirgsgips wechsellagernde und von Sekundärgips durchzogene Dolomitlagen, wie sie gelegentlich in Gipsstöcken auftreten, sind dem südalpinen Bellerophondolomit vergleichbar. Als Anzeichen eines synsedimentären Vulkanismus finden sich Einschaltungen von Diabas, Melaphyr und Tuff.

Später, zur Zeit der Orogenese, bildete das Haselgebirge einen bevorzugten Bewegungshorizont.

3.5.2.2. Trias

(vgl. Abb. 47 und 48)

Die große Zahl der Schichtglieder beruht auf der großen litho- und biofaziellen Variationsbreite. Sie ist auf die mannigfaltigen Absatzbedingungen zurückzuführen, wie sie in den langen, langsam absinkenden Geosynklinalzonen herrschten. Die Meerestiefen dürften kaum mehr als 200 m erreicht haben.

Die Entwicklung begann mit der Absenkung des eingeebneten variszischen Gebirges und mit der Bildung seichter Meerespfannen. Je nach der Mobilität des Untergrundes begann zur Mitteltrias der Schelfbereich tiefer abzusinken, sodaß sich mächtigere Karbonatfolgen absetzen konnten. Es entstanden Riff- und Rückriffbildungen. Nach der unterkarnischen Meeresregression setzten sich die Absenkung und Sedimentanhäufung fort. In regelmäßig angeordneten Teiltrögen kamen in der Trias Schwellen- und Beckensedimente von bis 5000 m Mächtigkeit zum Absatz. Gegen Süden, das Innere der Geosynklinale, zeigt sich eine Abnahme des außeralpinen, beziehungsweise randalpinen Fazieseinflusses. Neben diesen außeralpinen Fazieseinflüssen ist die nordalpine Entwicklung gegenüber der zentralalpinen Entwicklung durch das Auftreten von Haselgebirge und Werfener Schichten sowie durch die Mächtigkeit und Vielgestaltigkeit der Ablagerungen und durch deren Fossilreichtum charakterisiert.

Mit der *Hauptdolomitfazies* (Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten, Oberrhätkalk) sind als Subfazies die Vorarlberger Fazies (mit Partnachschichten, Arlbergschichten und gipsreichem Karn) und die von St. Anton in Tirol bis zur Salzburger Landesgrenze reichende tirolische Fazies (mit alpinem Verrucano, Buntsandstein, Partnachschichten, Wettersteinkalk, drei karnischen Hauptschieferlagen und Plattenkalk) verknüpft. Ferner gehören dazu die im voralpinen Bereich zwischen Salzach und Enns verbreitete Traunalpenfazies (mit Steinalmkalk, Wettersteinkalk und -dolomit, geringmächtigem, schiefrigem Karn), die im Frankenfels-Ternberger Deckenbereich vorliegende Frankenfelser Fazies (mit Wettersteinkalk und -dolomit, unterem Karn in Lunzer Fazies, Opponitzer Rauhwacke, Hauptdolomit mit Keuperschiefern und Ybbsitzer Rauhwacke zwischen Hauptdolomit und

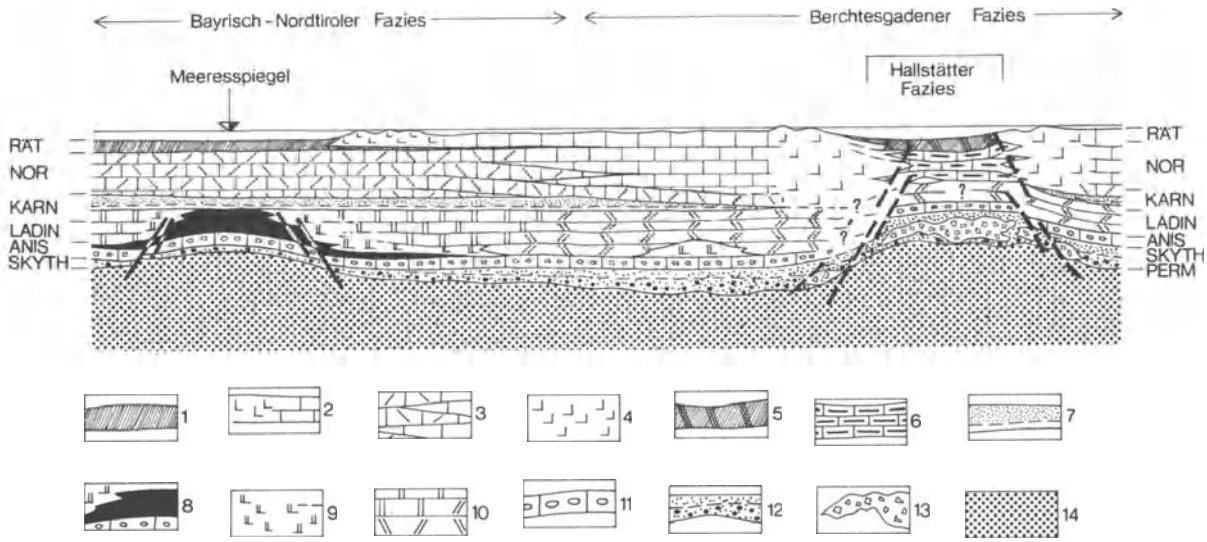


Abb. 47. Faziesprofil für die Trias der Nördlichen Kalkalpen (nach G. ANGENHEISTER, H. BÖGEL & G. MORTEANI, 1975); *1* Kössener Schichten, *2* Oberrhätkalk (in Riff- und Bank-Fazies), *3* Hauptdolomit, Plattenkalk, Dachsteinkalk (lagunäre Fazies), *4* Dachstein-Riffkalk, *5* Zlambachschichten, *6* Hallstätter Kalke, *7* Raibler Tonschiefer und Sandsteine, *8* Partnachschichten, *9* Wetterstein-Riffkalk, *10* Wettersteinkalk und Ramsaudolomit (lagunäre Fazies), *11* Alpiner Muschelkalk, *12* Buntsandstein, Werfener Schichten, Verrucano, *13* oberpermische Evaporite mit Steinsalz, *14* voralpidisches Grundgebirge

Kössener Schichten), die zwischen den Weyerer Bögen und dem Wiener Becken vorliegende Lunzer Fazies (mit Reiflinger Kalk und Tuffzwischenlagen, Raminger Kalk am Übergang zum Wettersteinkalk der Traunalpenfazies, Trachyceras-Schiefer, Lunzer Schichten, Opponitzer Kalk) und die im Mittel- und Ostabschnitt zwischen der Lunzer Fazies im Norden und der Dachsteinkalkfazies im Süden gelegene Rohrer Fazies [ohne Reiflinger Kalk, mit mächtigem Wetterstein-(Ramsau-)Dolomit und Hauptdolomit]. In den Karpaten wird die Lunzer Fazies von der Weißwaagfazies und die Rohrer Fazies von der Schwarzwaagfazies vertreten.

Die im Mittel- und Ostabschnitt südlich der Hauptdolomitfazies entwickelte *Dachsteinkalkfazies* kann in eine voralpine Dachsteinkalkfazies (mit Dachsteinkalk und Starhembergkalk) und eine hochalpine Dachsteinkalkfazies (mit mächtigem Dachsteinkalk und Dachsteinriffkalk) gegliedert werden. Ersterer gehören als Subfazies in den südlicheren voralpinen Decken und nördlich der Hallstätter Fazies der Hohe Wand-Mürzalpendecke die Triestingfazies (mit Wettersteinkalk, untergeordnet Wettersteindolomit, mächtigem Hauptdolomit, geringmächtigem Dachsteinkalk mit Starhembergkalk-Zwischenlagen und Kössener Schichten) zu, letzterer die Berchtesgadener Fazies (mit Ramsaudolomit, Wettersteinkalk, Carditaschichten, Haupt- bzw. Dachsteindolomit und mächtigem Dachsteinkalk) und die Hochschwabfazies (mit Steinalmkalk, Wettersteinkalk und -dolomit, karnischem Tisoveckalk und Dachsteinkalk).

Der *Hallstätter Fazies* [mit reichem Haselgebirge, buntem unterkarnischem Hallstätter Dolomit, bunten Hallstätter Kalken des Illyr bis Sevat, Pötschen- und Pedataschichten des Nor (inklusive Sevat) und rhätischen Zlambachschichten] sind im Mittelabschnitt, im Bereich des steirisch-oberösterreichischen und salzburgischen Salzkammergutes, im Lammertal und in der Torrener Jochzone etc. zuzuordnen: 1. die Zlambachfazies (mit Reiflinger Kalk, julischem Halobienschiefer, karnischem Riffschutt- bzw. Tisoveckalk, tuvalischem Cidariskalk, Pedatakalk, Zlambachschichten). 2. die Salzbergfazies (mit Haselgebirge, Steinalmkalk, anisischen bis sevatischen Hallstätter Kalken und Übergängen zu Zlambachmergeln), 3. die Zwieselalmfazies im Bereich der Zwieselalm, des Blühnbachtales und der Werfener Schuppenzone (mit buntem, hornsteinführendem Hallstätter Dolomit, mächtigem, schiefrigem Karn, Pedatakalk und Zlambachschichten) und die der Salzbergfazies nahe stehende Halleiner Fazies (mit Haselgebirge, mitteltriadischen Kalken und Dolomiten in Normalfazies, wie Steinalm- (Zill-)Kalk, anisischen bis sevatischen Hallstätter Kalken und norisch-rhätischen Zlambachmergeln.

Wollte man der in letzter Zeit vorgeschlagenen Eliminierung der Rhätischen Stufe Folge leisten, müßte man entgegen der Tabelle auf Abb. 48 nicht nur die Zone des *Rhabdoceras suessi*

(Sevat), sondern auch die Zone des *Choristoceras marshi* („Rhät") ins Nor stellen. Vielleicht aber setzt sich der Wunsch durch, das Rhät in der Choristoceras marshi-Zone zu erhalten.

Im Ostabschnitt gehören zur Hallstätter Fazies: 1. die Mürztaler Schwellen- und Beckenfazies mit mächtigem Steinalm- und Wettersteindolomit, Tisoveckalk, Mürztaler Schichten, Hallstätter Kalk und Zlambachschichten 2. die südlich des Hochschwabriffes, am Südrand der Kalkhochalpen entwickelte Aflenzer Fazies mit mächtigen karnischen Schiefern und Kalken, norischem Aflenzer Kalk und Zlambachschichten 3. die Hohe Wand-Fazies als Mischfazies mit der Dachsteinkalkfazies, gekennzeichnet durch karnische Schiefer und Kalke, kieseligen Platten- (Pötschen-) Kalk, Wandkalk (Furmaneckalk) und rhätische Mergel 4. die Miesenbachfazies mit obertriadischen Hallstätter Kalken und 5. die der Aflenzer Fazies anzugliedernde Hüpflinger Fazies am Südrand der Gesäuseberge mit oberkarnischem, hornsteinführendem Hüpflinger Kalk.

3.5.2.2.1. Skyth

Das Skyth, gegliedert in das Seis [Zone der *Claraia clarai* (EMMRICH)] und das Campil [Zone des *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT)], wird in den westlichen Nordkalkalpen durch den *„alpinen Buntsandstein"*, bestehend aus rotem, seltener grünlichgrauem Quarzsandstein und -konglomerat und untergeordneten glimmerreichen, bunten Schiefern vertreten. An Erzen sind in ihm Hämatit, Siderit, Pyrit, Kupferkies, Fahlerz und Pechblende enthalten.

Höhere, obercampile Partien des Buntsandsteines werden wegen ihrer Gipslinsen, Tonschiefer- und Quarzitlagen zu den Werfener Schichten gezählt.

Die einem marinen Flachsee- bis Litoralbereich entstammenden *Werfener Schichten* des Ost- und Mittelabschnittes der Nordkalkalpen sind durch eine an Übergängen und Wechsellagerungen reiche Schichtfolge von Quarziten, Schiefern und Kalken gekennzeichnet. In der Serie der Schneebergdecke z. B. vertreten rote bis graugrüne, glimmerreiche Quarzsandsteine und Tonschiefer mit der Muschel *Claraia clarai* (EMMRICH) und der Schnecke *Anodontophora fassaensis* (WISSMANN) das Unterskyth sowie graue bis bräunliche, tonig-kalkige Schiefer mit den Muscheln *Gervillia* sp., *Myacites fassaensis* HAUER, den Schnecken *Natiria costata* MÜNSTER und Ammoniten der Gattung *Tirolites* das Oberskyth. *Tirolites* und eine reiche Conodontenführung sind vor allem aus den bräunlichen, obercampilen Werfener Kalken des Hallstätter Faziesgebietes bekannt. Mikropaläontologisch noch unbestätigt ist das Auftreten eines vermutlich tieftriadischen Haselgebirges am Imitzberg bei Windischgarsten und in Pfennigbach bei Puchberg.

3.5.2.2.2. Anis-Ladin-Karn

Zu den im salinaren Milieu eines flachen Schelfmeeres, abseits des Schutt liefernden Grundgebirges abgesetzten oberskythischen bis tiefanisischen *Reichenhaller Schichten* gehört im Westteil der Nördlichen Kalkalpen eine mächtige Folge mit dünnschichtigen, dunklen Kalken, hellem, z. T. kalkhaltigem Dolomit, Wurstelkalk, dunklem, crinoidenführendem Kalk [mit *Dadocrinus gracilis* (BUCH)] und mit der fast ausschließlich im höheren Niveau auftretenden Reichenhaller oder Saalfeldener Rauhwacke. Zu ihrer Makrofauna zählen die Schnecken *Neritaria stanensis* (PICHLER), die Muscheln *Costatoria costata* (ZENKER) und *Gervillia*. Einschlüsse basischer Eruptiva sind häufig. Als Reichenhaller Schichten des Ostabschnittes sind bräunliche Rauhwacken und Brekzien bei Oberhöflein mit Serpentin-Einschlüssen, untergeordnet auch gelbliche, feinkörnige Kalke anzuführen.

Der vorwiegend dunkle und bituminöse, dünnschichtige, vom Skyth-Anis-Grenzbereich bis zum Ende des unteren Oberanis in die Zone des *Paraceratites binodosus* (HAUER) reichende *Gutensteiner Kalk* ist durch schlammwühlende Organismen gelegentlich als Wurstelkalk und durch das Auftreten von Hornsteinkügelchen als Kugelkalk ausgebildet; er wurde, wie vor allem Algen zeigen, in einem sehr seichten Meer abgesetzt; sporadisch kam es dabei, wie gelegentliche Tufflagen zeigen, zu eruptiven Vorgängen. Das Gestein führt Ammoniten des Pelson (Binodosus-Zone) bis basalen Illyr, und zwar Formen der Gattungen *Balatonites, Acrochordiceras, Norites* und *Beyrichites*. Außerdem finden sich die Schnecken *Neritaria stanensis* (PICHLER), *Natica gregaria* (SCHLOTHEIM), die Muscheln *Costatoria costata* (ZENKER), *Modiola triqueter* (SEEBÖCK), das Crinoidenstielglied *Dadocrinus gracilis* (BUCH) und der pelsonische Brachiopode *Decurtella decurtata* (GIRARD). Die Mikrofauna ist relativ arm.

Zwischenlagen grauer oder auch bunter und glimmerreicher Tonschiefer im tiefen Niveau der Gutensteiner Kalke kennzeichnen die Gutensteiner Kalk Basisschichten. Der seitliche Wechsel des Gutensteiner Kalkes in *Gutensteiner Dolomit* verweist auf eine syndiagenetische Dolomitisierung. Dickbankige, dunkelgraue oder bräunlichgraue, etwas mikrofossilreichere Kalke des Anis-Ladin-Grenzbereiches nennt man *Annaberger Kalk* oder teilt sie dem Gutensteiner Kalk s. l. zu.

Die durch ihre Knolligkeit, ihre Hornsteinführung und ihre graugrünen Tonbestege charakterisierten grauen *Reiflinger Kalke* haben im Westabschnitt vorwiegend oberanisisches Alter [Zone der Ammoniten *Paraceratites trinodosus* (MOJSISOVICS) und *Aplococeras avisianus* (MOJSISOVICS)]; im Ostteil kommen sie im Ladin, und zwar im Fassan [Zone der Ammoniten *Protrachyceras reitzi* (BOECKH) und *Protrachyceras curionii* (MOJSISOVICS)] und im Langobard [Zone des Ammoniten *Protrachyceras archelaus* (LAUBE)] zur Hauptentfaltung und reichen bis in das Cordevol [Zone des *Trachyceras aon* (MÜNSTER)]. Im Großreiflinger Typusprofil setzen sie mit der Trinodosus-Zone des Oberanis ein. Zur Anisfauna der Kalke zählen die Ammoniten *Paraceratites trinodosus* (MOJSISOVICS), *Flexoptychites flexuosus* (MOJSISOVICS) und der Brachiopode *Mentzelia mentzeli* (DUNKER), zur Ladinfauna die Muscheln *Daonella* cf. *indica* BITTNER, *Daonella lommeli* (WISSMANN) und der Ammonit *Protrachyceras steinmanni* (MOJSISOVICS), zur Cordevolfauna die Muschel *Posidonia wengensis* WISSMANN. Auch Conodonten, Holothurien und Schwebcrinoiden machen eine Untergliederung der Reiflinger Schichten möglich. Tuff- und Tuffitzwischenlagen sind mit jenen des Drauzuges und der Südalpen zu vergleichen. Hornsteinführende Dolomitlagen im tiefen Niveau der Reiflinger Schichten gelten als Reiflinger Dolomit. Die Übergangsfazies des Reiflinger Kalkes zum Wettersteinkalk wird *Raminger Kalk* genannt, jene zu den Trachycerasschiefern *Göstlinger Kalk*. Der Göstlinger Kalk (Cordevol – ? Jul) führt Ammoniten [z. B. *Protrachyceras hedwigae* (MOJSISOVICS)]; beide Ablagerungen enthalten Schwebcrinoiden.

In den westlichen Nördlichen Kalkalpen verwendet man die nicht sehr glückliche Schichtbezeichnung *(alpiner) Muschelkalk*. Geeigneter für die anisischen Kalke verschiedener Litho- und Biofazies wäre die Bezeichnung „Serie des alpinen Muschelkalkes". Erst in jüngerer Zeit wurde eine lithofazielle Aufgliederung durchgeführt und erkannt, daß der oberanisische bis unterladinische Teil des Muschelkalkes den Reiflinger Schichten äquivalent ist; auch der Virgloriakalk mit *Dadocrinus gracilis* (BUCH) und dem Brachiopoden *Decurtella decurtata* (GIRARD) und der bunte Schusterbergkalk sind Varietäten des Reiflinger Kalkes. Als Fazies des „Muschelkalkes" gelten auch noch die dünnschichtigen Trigonellenkalke [mit dem Brachiopoden *Retzia trigonella* (SCHLOTHEIM)] an der Basis des Trinodosus-Niveaus und die echinodermenspätigen Trochitenkalke [mit *Protrachyceras reitzi* (BOECKH)].

Im Vorarlberger und im Tiroler Faziesraum sind die gelegentlich auch als Bactryllienmergel ausgebildeten, plattig-knolligen *Partnachschichten* (Partnachmergel, -schiefer und -kalke) und die ebenso in das Fassan bis Cordevol zu stellenden grauen Kalke und Mergelschiefer der *Arlbergschichten* verbreitet. Erstere führen die Muschel *Daonella parthanensis* SCHAFHÄUTL, den Brachiopoden *Koninckina leonhardi* WISSMANN, den Cordevol-Ammoniten *Trachyceras aon* MÜNSTER und das wasserbewohnende Reptil *Parthanosaurus zitteli* SKUPHOS. Die Partnachschichten wurden in kanalförmigen Becken abgesetzt, die mehrfach mit Riffkomplexen des Wettersteinkalkes wechseln, die Arlbergschichten im Flachwasserbereich.

Als *Steinalmkalk* und *-dolomit* bezeichnet man die in das Anis herunterreichende, den Gutensteiner Kalk seitlich vertretende Fazies des Wettersteinkalkes und -dolomites (siehe unten). Es sind vorwiegend weiße bis hellgraue, partienweise auch dunkelgraue Algenkalke und -dolomite [mit *Diplopora hexaster* PIA, *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL) und *Oligoporella prisca* PIA etc.]. Unter den anisischen Leitforaminiferen ist *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY & PANTIĆ zu nennen. Der *Zillkalk*, ein anisischer, heller Algenkalk der Hallstätter Serie, läßt sich dem Steinalmkalk zuordnen. Über diesem Kalk liegt im Hallstätter Faziesbereich der *Schreyeralm* – oder *Lercheckkalk*, ein dem Reiflinger Kalk gegenüberzustellendes, gegen sein Hangendes zunehmend rotes, durch Kalkmangelsedimentation kondensiertes Gestein, das vom Mittelanis bis in das Unterladin reicht. Aus ihm wurden u. a. die Ammoniten *Paraceratites trinodosus* (MOJSISOVICS) und *Flexoptychites flexuosus* (MOJSISOVICS) bekannt. Unter der Mikrofauna sind die Conodonten und die Holothuriensklerite hervorzuheben, die eine feinstratigraphische Einstufung erlauben. Im grauvioletten Bankkalk der Hallstätter Kalkentwicklung ist Ladin bis Cordevol mit den Ammoniten *Protrachyceras archelaus* (BOECKH), *Trachyceras aon* (MÜNSTER) und der Muschel *Daonella lommeli* (WISSMANN) nachgewiesen.

Im Fassan, Langobard und Cordevol kam es zu Algenansiedlungen [z. B. *Diplopora annulata* SCHAFHÄUTL, *Physoporella pauciforata* GÜMBEL und *Teutloporella herculea* (STOPPANI)]; sie bildeten in einer seichten, von einem Saumriff umgebenen Lagune die Voraussetzung zur Entstehung des hellen, vielfach zuckerkörnigen *Wettersteinkalkes*. In Nordtirol wird er bis 1730 m mächtig und verdrängt die westlicher verbreiteten Partnach- und Arlbergschichten. In der horizontalen Faziesgliederung unterscheidet man die Riff-Fazies mit der Riffschuttzone des Vorriffes (mit Crinoiden und Rotalgen der Gattung *Solenopora* etc.), den Riffkern (mit riffbildenden Organis-

men, wie Korallen, Hydrozoen, Kalkschwämmen), und die Hinterriff-(Lagunen-) Fazies (mit Detritus, Intraklasten, Pseudooiden, dolomitisierten Stromatolith-Algenrasen, Dasycladaceen). In der vertikalen Gliederung sind es im unteren Teil massigere, etwas dunklere Kalke, im Mittelteil gebankte, hellere Dasycladaceenkalke und im oberen Teil die Blei-Zink vererzten, dünnschichtigen Kalke mit ihren Brekzien- und Mergeleinschaltungen. Massige Kalke vertreten i. a. die Riff-Fazies, gebankte Kalke die Lagunenfazies. Erzhorizonte des Wettersteinkalkes mit ZnS, PbS, Cu-Erzen und Ankerit sind auf eine synsedimentäre Vererzung zurückzuführen.

Der helle, massige, luckig-zuckerkörnige *Ramsaudolomit* ist im Gebiet der Dachsteinkalkfazies verbreitet und erreicht bis 800 m Mächtigkeit. Auch der vorwiegend graue, im allgemeinen gebankte *Wettersteindolomit* des steirisch-niederösterreichischen Kalkvoralpengebietes ist durch Zufuhr von Magnesiumkarbonat aus dem Wettersteinkalk hervorgegangen und führt die gleichen Wirtelalgen wie der Wettersteinkalk; als Synonym wird gelegentlich die Bezeichnung „Ramsaudolomit" verwendet. Östlich der Weyerer Bögen wird die Wettersteinkalkfazies durch die Reiflinger Schichten und in der südlich anschließenden Rohrer Fazies durch Dolomit vertreten.

Vor allem im Nordtiroler Raum verwendet man für die julisch-tuvalischen Ablagerungen den Sammelbegriff *„Nordalpine Raibler Schichten"*, obwohl sie sich sehr von den Raibler Schichten der Südalpen unterscheiden. Sie erfassen im Norden und Westen eine Zone mit zeitweiser Salinarfazies, eine mittlere Zone mit einer küstenferner abgesetzten, bis ca. 500 m mächtigen Folge und eine südliche Zone mit einer geringmächtigen, küstennahe gebildeten Folge. In nördlicheren Bereichen liegt eine fossilarme Fazies vor, die Beziehungen zu jener der Lunzer Schichten aufweist, in südlicheren eine reich gegliederte, fossilreiche Fazies mit Sphaerocodien, Austern, Cidarisstacheln etc., die mit jener des Drauzuges vergleichbar ist. Die julisch-tuvalische Schichtfolge weist eine sich dreifach wiederholende Tonschiefer-Karbonatserie auf, wobei dem unteren Teil zwei Tonschieferserien mit einer zwischengeschalteten Karbonatgesteinsserie zugehören, dem oberen Teil zwei Karbonatgesteinsserien mit einer eingeschalteten Tonschieferserie. Zum Gesteinsbestand zählen illitische Tonschiefer, pflanzen- und kohleflözführende Arkosesandsteine, Oolithe, Oncolithe, muschelreiche Sandkalke, Sphaerocodien führende Spatkalke, Ostreen-Echinodermenkalke, Lumachellenkalk, Stromatolith-Dolomit, Rauhwacken und Evaporite. Der im Oberkarn zunehmende salinar-lagunäre Einfluß führte in Vorarlberg, in Tirol und Oberbayern zu beachtlichen Gipsvorkommen.

In den julischen *Lunzer Schichten* des im Ostteil der Kalkalpen verbreiteten Lunzer Faziesraumes sind vom Liegenden zum Hangenden vertreten: geringmächtige, dünnschichtige Kalke und Kalkschiefer der Trachycerasschichten [mit den Ammoniten *Trachyceras aonoides* (Mojsisovics), *Protrachyceras* div. sp.], die dunklen, bituminösen Reingrabener oder Halobienschiefer (mit der Muschel *Halobia rugosa* Gümbel, dem Ammoniten *Carnites floridus* Wulfen und Foraminiferen wie *Austrocolomia,* englumige Formen von *Trocholina* und schlanke Variostomen, sowie Schwebcrinoiden, Ostracoden und Sporen), der Lunzer Hauptsandstein, ein feinkörniger Quarz-Feldspat-Arenit, die pflanzen- und kohleführenden Lunzer Schiefertone (mit *Equisetites, Calamites,* Farnen, Pollen und Sporen etc.) und der mit schiefrigen Mergeln und oolithischen Kalken wechsellagernde Lunzer Hangendsandstein.

Die oberkarnischen *Opponitzer Schichten* überlagern im Lunzer Faziesraum die Lunzer Schichten mit bis zu 300 m Mächtigkeit. Der meist gut gebankte, i. a. bräunlichgraue, klüftige Opponitzer Kalk kann verschiedenen Varietäten des Muschelkalkes ähnlich sein; er geht gelegentlich in einen stromatolithischen Opponitzer Dolomit über, weist Mergeleinschaltungen auf oder wird von der Opponitzer Rauhwacke begleitet. Zu den Fossilien des Schichtgliedes gehören die Muschel *Lopha montiscaprilis* (Klipstein), Brachiopoden, Kleingastropoden, Cidarisstacheln, Foraminiferen der Gattung *Trocholina,* Ostracoden und Holothuriensklerite.

Im Gebiet der Rohrer Fazies, südlich der Lunzer Fazies, zeigt sich eine sehr unterdrückte Karnausbildung mit Mergelkalken, Tonschiefern und Oolithen; im Gebiet der Dachsteinkalkfazies sind die Carditaschichten mit ihren fossilführenden (Cidarisstacheln, Crinoiden, Brachiopoden), oolithischen Kalken und glimmerreichen Schiefern vertreten.

Die Karnausbildung im Bereich der Hohe Wand-, Mürztaler- und Aflenzer Fazies ist sehr unterschiedlich. So liegen in der Hohe Wand-Fazies julische Aonschiefer mit Sandsteinlagen vor, ein tuvalischer, an Intraklasten, Oncoiden und Ooiden reicher *Cidariskalk* (mit *Cidaris dorsata* Braun) und ein riffkalkähnlicher oder auch oolithischer, von Rauhwacken begleiteter Opponitzer Kalk; in der Mürztaler Fazies die *Mürztaler Schichten,* bestehend aus den dunklen, hornsteinführenden Mürztaler Kalken und den Mürztaler Mergeln (mit *Halobia rugosa* Gümbel, *Encrinus granulosus* Münster, Foraminiferen der Gattung

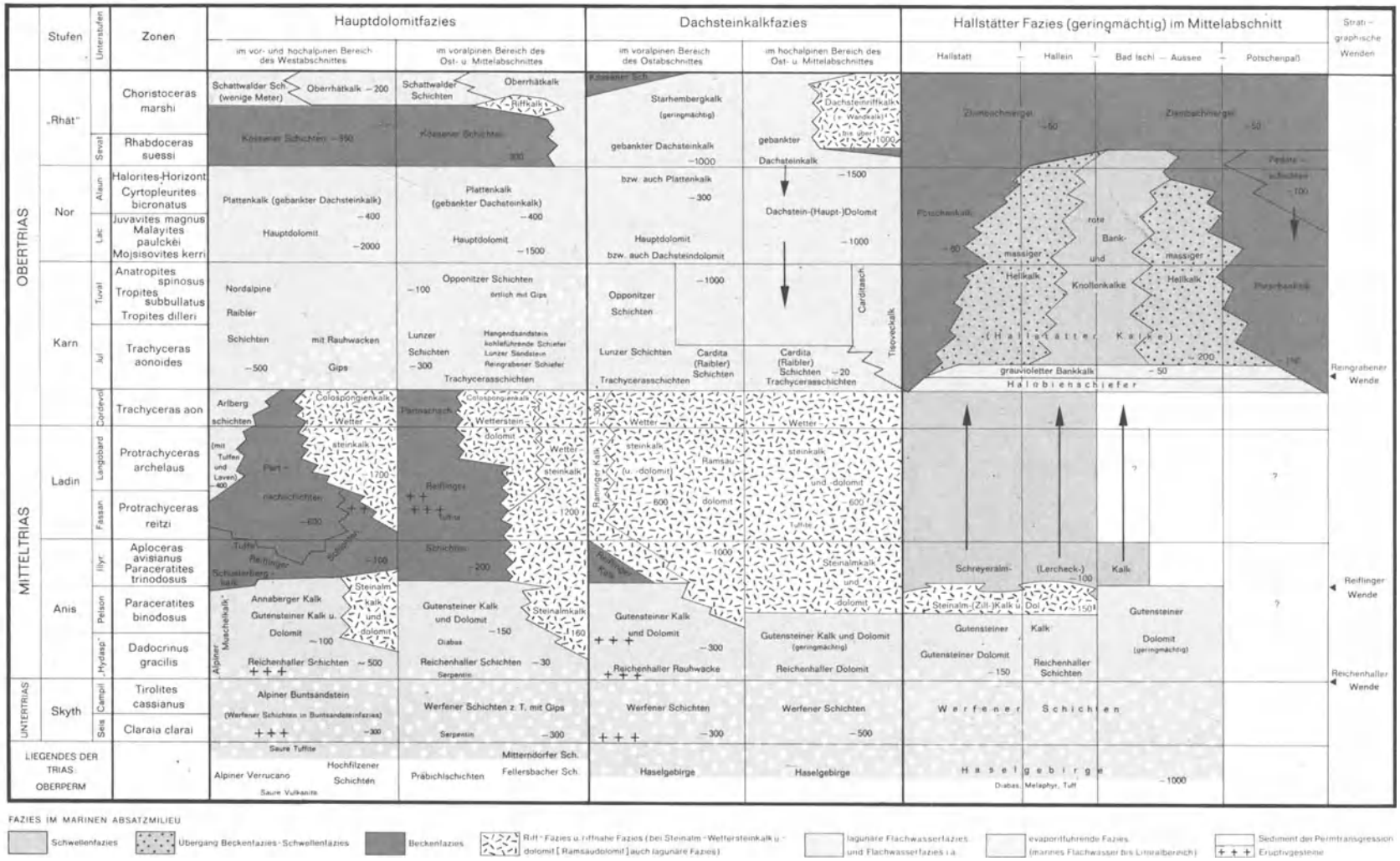


Abb. 48. Perm und Trias der Nördlichen Kalkalpen

Trocholina, Brachiopoden, Schwebcrinoiden etc.). Zum Aflenzer Karn gehören Reingrabener Schiefer, die mit den dunklen, brachiopoden- und echinodermenführenden Wandaukalken wechsellagern, und Dolomit.

Die julischen *Halobienschiefer* der Hallstätter Entwicklung entsprechen auch nach ihrem Fossilinhalt den Reingrabener Schiefern (siehe oben). Unter die *karnische Hallstätter Kalk*-Entwicklung des Salzkammergutes fallen die noch ins Ladin hinunterreichenden, grauvioletten bis hellroten Bankkalke, ein roter, unter der Bezeichnung *Draxlehner Kalk* bekannter, unterkarnischer Knollen-Flaserkalk und ein bis in das Nor reichender, roter Bankkalk, der aus einem auf einer sanften Schwelle der Beckenzone, also außerhalb des Riffes, abgelagerten, durch Subsolution und Kondensation ausgezeichneten Sediment hervorgegangen ist. Der karnische Anteil ist durch Ammoniten [*Tropites subbullatus* (Hauer), *Trachyceras aonoides* (Mojsisovics)], Brachiopoden, Halobien und Mikrofossilien (Conodonten, Foraminiferen, Schwebcrinoiden und Holothuriensklerite) belegt. Einem bräunlichgrauen bis rötlichen *Hallstätter Dolomit* kommt ebenso karnisch-norisches Alter zu.

Neuerdings wird die aus den Westkarpaten und Gemeriden bekannte Bezeichnung *„Tisoveckalk"* auch für einen äquivalenten, hellen, karnischen Riff (Schutt)-Kalk der Kalkhochalpen (mit Algen, Kalkschwämmen, Pachyodonten und Echinodermaten) verwendet. Ihm wird als „Tisovecdolomit" ein weißer, körniger Riffdolomit gegenüber gestellt.

3.5.2.2.3. Nor – Rhät

Auf Grund der Revision der Ammonitenfaunen ist die Abgrenzung Nor – Rhät in Diskussion. Das Obernor (Sevat) könnte noch zum Rhät gestellt werden (siehe Abb. 48) oder, umgekehrt, das Rhät dem Nor angeschlossen werden.

Der bräunlichgraue, klüftige *Hauptdolomit* ist ein wesentliches, bis über 2000 m mächtig werdendes, vorwiegend norisches Schichtglied. Es ging aus einem zum Teil bituminösen Schlick hervor, der in einem weit nördlich vom Riffgürtel gelegenen, sehr seichten Lagunenteil, und zwar vorwiegend unter leicht hypersalinaren Bedingungen, im Gezeitenbereich abgesetzt und frühdiagenetisch in Dolomit umgewandelt wurde. Zu seinem sehr spärlichen Fossilinhalt gehören Vertebratenreste, Muscheln, wie *Megalodus triqueter dolomiticus* Frech, Schnecken, wie *Worthenia solitaria* (Benecke), Algen, wie *Gyroporella vesiculifera* Gümbel, und meist umkristallisierte Foraminiferen. Während dieses Schichtglied im Westteil der Kalkalpen dominiert, wird es im Mittel- und Ostteil vom Süden her durch die Dachsteinkalkfazies abgelöst. Damit erscheint es möglich, den Hauptdolomit der Nordkalkalpen an jenen der zentralalpinen Entwicklung anzuschließen.

Vorwiegend im höheren Niveau schalten sich im Hauptdolomit bis zu einige Zehnermeter mächtige bituminöse, ölhaltige Tonschiefer ein (Seefelder Schiefer, Asphaltschiefer bzw. Fischschiefer).

Aus dem Hauptdolomit geht unter Wechsellagerung mit frühdiagenetisch gebildeten Dolomitlagen der dunkelgraue bis bräunlichgraue, deutlich gebankte norisch-rhätische *Plattenkalk* hervor, dessen Mikrofaziestypen vom Megalodonten-führenden Kalk bis zu den im extremen Seichtwasser gebildeten Dolomiten (Algen-Stromatolith und Dolomit mit Hohlraumgefügen) reichen. Zu seiner Makrofauna zählen u. a. die Muschel *Rhaetavicula contorta* (Portlock) und die Schnecke *Worthenia contabulata* Costa, zum Foraminifereninhalt *Trocholina permodiscoides* Oberhauser und andere weitlumige Formen sowie *Triasina hantkeni* Majzon. Es liegen fazielle Überschneidungen zum Dachsteinkalk vor.

An der Riffrückseite wurde im seichten Meer der Lagune das Sediment des gebankten norisch-rhätischen *Dachsteinkalkes* abgelagert, ein dem Plattenkalk nahe verwandtes Gestein, dessen Entwicklung in den Loferer Steinbergen einsetzt und gegen Osten im Südteil der Kalkalpen, in den Kalkhochalpen, Verbreitung findet. Charakteristisch sind die im zeitweise überfluteten Wattbereich gebildeten Kalk-Dolomit-Millimeter-Rhythmite (Loferite) und die mächtigen, megalodontenführenden Bänke (im Rhät mit *Conchodus infraliasicus* Stoppani). Zur Feinstratigraphie werden Holothuriensklerite und Foraminiferen (weitlumige Trocholinen, *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann und *Triasina hantkeni* Majzon) herangezogen. Das helle, hochjuvavische Äquivalent des Hauptdolomites heißt „Dachsteindolomit", jenes des Dachsteinkalkes „Reiteralmkalk".

Vorwiegend bunte, brachiopoden- und foraminiferenreiche Kalke [mit *Septaliphora fissicostata* (Suess), *Rhaetina gregaria* (Suess), *Austrocolomia canaliculata* (Kristan), Triasinen etc.], die *Starhembergkalke,* schalten sich dem gebankten Dachsteinkalk des Rhät ein. Im Riffbereich zwischen Lagune und offener See bildete sich der vorwiegend aus Riffschutt zusammengesetzte, massige, über 1000 m mächtig werdende norisch-rhätische *Dachsteinriffkalk* (mit Kalkschwämmen, Korallen, Algen, Hydrozoen, Foraminiferen etc.).

Der schillreiche Schlamm, der im Bereich der Hauptdolomitfazies zur Bildung der rhätischen

Kössener Schichten führte, wurde in einem seichten Meeresraum nördlich und westlich der großen Dachsteinkalkplattform und deren Riffsaum abgesetzt. Ihre mergeligen Kalke, Kalkmergel und Mergel zeigen eine reiche Fossilführung mit Brachiopoden [z. B. *Rhaetina gregaria* (SUESS), *Rhynchonella subrimosa* SCHAFHÄUTL], Muscheln (z. B. *Rhaetavicula contorta* PORTLOCK), Schnekken (z. B. *Gervilleia marshi* HAUER), Foraminiferen, Ostracoden und Conodonten. Innerhalb der Kössener Schichten treten linsenförmig Korallen (Thecosmilien)-Kalkbänke (Kössener Riffkalk bzw. Korallenkalk) auf. Vielerorts wird gegen Ende des Rhät die Beckenfazies der Kössener Schichten von dem im Flachwasser abgesetzten, vielfach oolithischen *Oberrhätkalk* bzw. einem randlichen Riff, dem *rhätoliassischen Riffkalk,* abgelöst. Ersterer weist eine ähnlich reiche Mikrofauna mit Foraminiferen auf wie der Starhembergkalk. Ebenso wurden über den Kössener Schichten die aus roten Schiefertonen bestehenden *Schattwalder Schichten* abgesetzt, deren Hauptverbreitungsgebiet in den westlichsten Kalkalpen liegt.

In einem dem Riff vorgelagerten Becken ist das Sediment der in den Hallstätter Zonen verbreiteten, bunten, dichten, norischen bis sevatischen *Hallstätter Kalke* abgelagert worden; eine Trennung vom karnischen Hallstätter Kalk (siehe oben) ist nur auf faunistischem Wege möglich.

Die Hallstätter Kalk-Folge des Salzkammergutes beginnt mit massigen hellen Kalken des Langobard bis Unternor. Zwischen Unternor und Sevat sind es rote plattige Kalke mit Ammonitennestern, im Sevat, am Übergang in die Zlambachmergel, graue oder bunt durchmischte, knollig-flasrige, gegen oben zunehmend tonige Kalke. Zum Unternor (Lac) gehören die basale „Kerri-Zone" mit der Muschel *Halobia styriaca* (MOJSISOVICS), die Zone des *Malayites paulckei* (DIENER) und die Zone des *Juvavites magnus* MCLEARN, zum Obernor (Alaun) die Zone des *Cyrtopleurites bicrenatus* (HAUER) und zum Sevat die Zone des *Rhabdoceras suessi* HAUER mit der Muschel *Monotis salinaria* (BRONN) und der Hydrozoe *Heterastridium conglobatum* REUSS. Wegen der Subsolutions- und Kondensationserscheinungen einerseits und wegen des Auftretens in gangförmig durchschlagenden Spaltenfüllungen andererseits mußten einige bekannte Ammonitenfundstellen neu untersucht werden. Unter der Mikrofauna sind die letzten Vertreter der Conodonten hervorzuheben.

Der Schichtfolge mit bunten Hallstätter Kalken ist im Salzkammergut eine Schichtfolge in der tonreichen Graufazies, die Hallstätter Bekkenentwicklung, gegenüberzustellen. Zu ihr gehören ein tonreiches Unterkarn mit Halobienschiefern und Kalkmergeln, die norischen (bis sevatischen) grauen, mergelig-sandigen *Pedataschichten* [mit dem Brachiopoden *Halorella pedata* (BRONN) und der Foraminifere *Variostoma catilliforme* KRISTAN], die norischen (bis sevatischen) , karbonatreichen, ammonitenführenden, schlierig-knolligen *Pötschenkalke* und die tonreichen, bis in das höhere Rhät reichenden *Zlambachschichten,* die den vorgenannten Schichtgliedern normal auflagern oder aus dem sevatischen Hallstätter Kalk seitlich hervorgehen können. Auf Grund biofazieller Unterschiede sind letztere in die sevatischen *Cochlocerasmergel* (mit den Ammoniten *Cochloceras canaliculatum* HAUER und *Rhabdoceras suessi* HAUER), die rhätischen *Choristocerasmergel* (mit dem Ammoniten *Choristoceras haueri* MOJSISOVICS), die Korallenmergel (mit *Choristoceras marshi* HAUER) und die ebenfalls korallenreichen, mergeligen *Plackleschichten* der Hohen Wand zu gliedern. Reich sind in den Zlambachschichten Foraminiferen (Nodosariiden, Involutinen, Trocholinen, Variostomiden etc.), Ostracoden (vorwiegend Bairdiiden) und Holothuriensklerite vertreten. Den Pötschenkalken sind die ebenfalls norischen und im Seichtwasser abgelagerten, grauen, hornsteinführenden *Aflenzer Kalke* [mit *Halorella pedata* (BRONN)] des südöstlichen Hochschwabgebietes vergleichbar; sie gehen gegen Norden in Dachsteinriffkalk und schließlich in den Dachsteinkalk der riffnahen Riffrückseite über.

Der über 200 m mächtige norische *Wandkalk* im Hohe Wandgebiet (NÖ) erfaßt Faziesbereiche der Lagune, des Riffes und auch des Bekkens; er ist als gebankter, megalodontenführender, jedoch an Dolomitzwischenlagen äußerst armer Kalk dem gebankten Dachsteinkalk gegenüberzustellen, als Riffkalk (mit *Montlivaltia norica* FRECH, Thecosmilien, Brachiopoden, Schwämmen und Algen) dem Dachsteinriffkalk und als heller oder rötlicher, dichter Kalk [mit *Arcestes galeiformis* (HAUER), *Halorella pedata* (BRONN) und *Monotis salinaria salinaria* (SCHLOTHEIM)] dem Hallstätter Kalk. Auch in der Schwierigkeit, die biogenen Sedimente voneinander abzugrenzen, zeigt sich die Äquivalenz zum *Furmaneckalk* des Slowakischen Karstes.

Literatur: ANGERMEIER H. O. et al. 1963; ASSERETO R. 1971; BECHSTÄDT T. & MOSTLER H. 1976; BEHRENS M. 1973; BOLZ H. 1971; BRANDNER R. 1978; BUNZA G. & KOZUR H. 1971; CLAR E. 1972; CORNELIUS H. P. 1936b; CZURDA K. 1973a; CZURDA K. & NIKLAS L. 1970; DIENER C. 1926; EHRLICH E. 1946; EISBACHER G. 1963; FABRICIUS F. 1960, 1966, 1974; FAUPL P. & HAMEDANI A. 1973; FELLERER R. 1966; FERNECK F. A. 1962; FISCHER A. G. 1964; FLÜGEL E. 1960, 1963, 1973; FLÜGEL E. & FLÜGEL-KAHLER E. 1963; FLÜGEL E. & KIRCHMAYER M. 1963; FLÜGEL H. W. 1972c; FRISCH J. 1975; FUCHS W. 1967, 1975; GESS-

NER D. 1966; GROTTENTHALER W. 1972; GWINNER M. P. 1978; HARSCH W. 1970; HEISSEL W. 1954; HIRSCH H. 1968; HÖLLER H. 1963; HOFMANN E. 1953; HOHENEGGER J. & LEIN R. 1977; HOHENEGGER J. & LOBITZER H. 1971; HOHENEGGER J. & PILLER W. 1975; HUCKRIEDE R. 1958a, 1959b; ICHIKAWA K. 1958; JELETZKY J. & ZAPFE H. 1967; JERZ H. 1966; KIRCHMAYER M. 1957; KLAUS W. 1955a, b, 1963, 1974; KNOBLOCH E. 1975; KOBEL M. 1969; KOEHN-ZANINETTI L. 1969; KOLLAROVA-ANDRUSOVOVA V. 1960; KOLLMANN H. 1964; KOLLMANN K. 1960b, 1963; KOZUR H. 1971, 1973; KOZUR H. & MOSTLER H. 1970, 1973a, b; KRAUS O. & OTT E. 1968; KRISTAN E. 1957; KRISTAN-TOLLMANN E. 1960, 1963, 1964a, b, 1970; KRYSTYN L. 1973, 1974; KRYSTYN L., SCHÄFFER G. & SCHLAGER W. 1971a, b; KRYSTYN L. & SCHÖLLNBERGER W. 1972; KÜHN O. 1962; KÜPPER H. 1963; LEIN R. 1972; LEIN R. & ZAPFE H. 1971; LEUCHS K. 1947; LOBITZER H. 1973, 1975; MARSCHALKO R. & PULEC M. 1967; MAYRHOFER H. 1955; MEDWENITSCH W. 1949, 1968; MEIXNER H. 1974; MELLO J. 1975; MILLER H. 1965; MOSTLER H. 1967, 1968a, 1971, 1973b, c; MOSTLER H. et al. 1967; MÜLLER-JUNGBLUTH W. U. 1970; OBERHAUSER R. 1957, 1960b, 1964b; OBERHAUSER R. & PLÖCHINGER B. 1968; OTT E. 1967, 1973a, b, c; PEARSON D. A. 1970; PILLER W. 1976; PISTOTNIK U. 1973; PLÖCHINGER B. & OBERHAUSER R. 1956; PLÖCHINGER B. & WIESENEDER H. 1966; ROSENBERG G. 1953b, 1959; SARNTHEIN M. 1965, 1967; SCHÄFFER G. 1971, SCHÄFFER G. et al. 1976; SCHAUBERGER O. 1955, 1956; SCHENK V. 1967; SCHLAGER W. 1966, 1967a; SCHLAGER W. & SCHÖLLNBERGER W. 1975; SCHÖLL W. U. & WENDT J. 1971; SCHÖLLNBERGER W. 1974; SCHULER G. 1968; SCHULZ O. 1970; SCHWARZACHER W. 1948, 1954; SIEBER R. 1937, 1962, 1965, 1972, 1974; SUMMESBERGER H. 1966; SUMMESBERGER H. & WAGNER L. 1971, 1972; THENIUS E. 1974b; TICHY G. 1974; TOLLMANN A. 1964a, 1965b, 1972a, b, 1974, 1976a; TOZER E. 1974; TROMMSDORF V. 1962; URLICHS M. 1973; VOGELTANZ R. 1969; VOZÁR J. 1968; WAGNER L. 1970; WIEDMANN J. 1973, 1974; WIESENEDER H. 1968; WOLFF H. 1973; ZANKL H. 1965, 1966, 1967, 1969; ZAPFE H. 1959, 1960, 1962, 1967a, b, 1971a, b, 1973, 1974; ZEIL W. 1954; ZIRKL E. 1957.

3.5.2.3. Jura

(vgl. Abb. 49)

In der Juraformation, in der die Karbonatplatten des triadischen Schelfes weiter und schneller absanken, kamen im Vergleich zur Trias geringer mächtige Sedimente zum Absatz. Die bereits in der Obertrias angelegten längsgerichteten Mulden- und Schwellenzonen gestalteten sich im Lias und im Dogger weiter aus und differenzierten sich, doch wirkte im tiefen Jura die Gestaltung der triadischen Meeresbecken nach.

Mit der Öffnung des penninischen Troges verlegte sich die Trogachse aus dem südlicher gelegenen kalkalpinen Absatzbereich gegen das nördliche Vorland, so daß sich in diesem Geosynklinalteil ansehnliche Meereswannen ausbilden konnten. Die Verbindung der Tethys mit dem germanischen Meeresraum drückt sich in den fossilen Faunenvergesellschaftungen aus. Während sich in den Trögen die marine Sedimentation bei differenzierter Absenkung des Bodens fortsetzte, verweisen die liassischen Hohlraumfüllungen im kalkhochalpinen Bereich auf ein zur Altkimmerischen Phase erfolgtes Auftauchen.

Zur Jungkimmerischen Phase, im Malm, kam es an emporgewölbten Zonen zu Riff- und Riffschuttbildungen und zu Heraushebungen über den Meeresspiegel. Gleichzeitig bildeten sich die tiefsten Meeresströge des Mesozoikums und erfolgten großräumige Überflutungen. Damit wurde die Bildung von Trübeströmen, Schlammströmen und Gleitschollen gewährleistet. Während Radiolarite die tiefste Einsenkung des Meeresbodens kennzeichnen, zeigen Rotkalke Schwellenzonen an, die innerhalb des Beckens lagen.

3.5.2.3.1. Lias

Dem wechselvollen Relief ist die große Variationsbreite der Fazies zuzuschreiben. Sedimentationsausfälle verursachen häufig Schichtlücken. Im nördlicheren Kalkalpenbereich herrscht die Mergelsedimentation vor, eine dem tieferen, wenig bewegten Meeresraum zuzuweisende Beckenfazies. Ihre bedeutendsten Vertreter sind die Allgäuschichten, die Liasfleckenmergel und der Hornsteinknollen- (Scheibelberg-)Kalk. Die bis 1500 m mächtigen *Allgäuschichten* des Westabschnittes gliedern sich in die älteren Allgäuschichten, bestehend aus einem roten Basiskalk des tiefen Lias und mergeligen Kalken, Kieselkalken und Fleckenmergeln des Pliensbach, in die mittleren Allgäuschichten mit schiefrigen Mergeln, Mergelkalken und Manganschiefern des unteren Toarc und die jüngeren Allgäuschichten mit Fleckenmergeln, Mergelkalken und Kalken des oberen Toarc bis Callov. Während polymikte Konglomerate als Sonderausbildung im allgemeinen nur in den älteren Allgäuschichten auftreten, ist an der Eisenspitze der Lechtaler Alpen in allen Niveaus das Olisthostrom der *Eisenspitzbrekzie* mit seinen bis hausgroßen Olistholithen anzutreffen. Manganführende, häufig auch bitumenreiche Oberliasmergel reichen von den Lechtaler Alpen bis in das Tennengebirge, wo die *Strubbergschichten* (Oberlias-?Dogger) als eine den Allgäuschichten nahe stehende Ablagerung zu betrachten sind. Seladonitführende Tuffe und im Falle des Tennengebirgs-Manganerzes auch eine manganumkrustete Serpentinscholle verweisen auf die mögliche vulkanogen-sedimentäre Entstehung. Daneben bestehen Beobachtungen, die für bakterielle Fällung des Erzes sprechen könnten. Die Mangan- und Bitumenschiefer sind aus schnell sedimentierten Faulschlammablagerungen (Sapropeliten) eines schlecht durchlüfteten Meeresbodens hervorgegangen.

Die vielfach dunkel gefleckten Mergel und Mergelkalke der zum Liasanteil der *Allgäu-*

schichten zu stellenden *Liasfleckenmergel* vertreten, wenn auch meist nicht in einem Profil, den gesamten Lias; sie reichen sogar gelegentlich in den Dogger. Ihr Ammoniteninhalt entspricht jenem der gleichaltrigen Rotkalke; er belegt die meisten liassischen Zonen: *Schlotheimia marmorea* (OPPEL), *Arietites bucklandi* (SOWERBY), *Arnioceras semicostatum* (YOUNG & BIRD), *Uptonia jamesoni* (SOWERBY), *Amaltheus (Pleuroceras) spinatum* (BRUGUIÈRE), *Harpoceras falcifer* (SOWERBY) und *Hildoceras bifrons* (BRUGUIÈRE). Neben Foraminiferen (z. B. *Involutina liassica* (JONES) sind Ostracoden, Nannofloren und Sporen enthalten. Im Hallstätter Salinargebiet entwickeln sich im Unterlias aus den Zlambachmergeln Mergel, deren Schlämmrückstände durch Schwammnadeln, große Radiolarien und Foraminiferen, vor allem gerippte Nodosariiden der Gattung *Vaginulinopsis* gekennzeichnet sind.

In allen Kalkalpenabschnitten ist der im Westen teilweise zu den Allgäuschichten gezählte *Hornsteinknollen-* oder *Scheibelbergkalk* anzutreffen. Er erfaßt in der Kammerkergruppe Hettang bis unterstes Toarc, in der Osterhorngruppe Hettang [mit *Schlotheimia angulata* (SCHLOTHEIM)] bis Sinémur. Im Mittelabschnitt sind den kieseligen Kalken die sandig-kieseligen *Liasspongienkalke* der Schafberggruppe [mit *Schlotheimia marmorea* (OPPEL) und dem Brachiopoden *Cirpa briseis* (GEMMELLARO)] anzugliedern. In der Inneren Osterhorngruppe bilden ca. 4 m mächtige graue, teilweise glaukonitisch-sandige und vielfach mit grauen Mergelschiefern wechsellagernde Mergelkalke *(„Kendlbachschichten")* das unmittelbar Hangende der Kössener Schichten. Sie führen Ammoniten des hohen Lias Alpha 1, und zwar *Psiloceras (Discamphiceras) megastoma* (GÜMBEL), *Alsadites liassicus* (ORBIGNY), *Paradasyceras vermoesense* (HERBICH), den Brachiopoden *Lobothyris* sp. und die Muschel *Plagiostoma* sp.

Für die im nordöstlichen Kalkalpengebiet verbreiteten, kalkreichen (Cardinien-)Mergel und z. T. mit Mürbsandsteinen wechsellagernden Kalke der *Kalksburger Schichten* ist ein küstennahes Absatzgebiet anzunehmen. Sie stehen faziell den Grestener Schichten der Rand- (Klippen-)Zone nahe, führen jedoch keine Feldspatarkosen und Kohleschiefer. Ihrem Fossilinhalt nach [z. B. dem Ammoniten *Psiloceras johnstoni* SOWERBY, der Auster *Gryphaea (Liogryphaea) arcuata* LAMARCK und den Mikrofossilien] gehören sie in das Hettang und Sinémur; Lotharing ist nicht gesichert.

Ein ähnliches Verbreitungsgebiet haben die Brachiopoden und Ammoniten enthaltenden liassischen *Kieselkalke* der Frankenfelser Decke. Durch die Wechsellagerung der dunklen, schiefrig-plattigen Kieselkalke mit dunklen Tonschiefern und Mergellagen und durch den Fazieswechsel zu Liasfleckenmergeln wird die Verwandtschaft mit den Allgäuschichten angezeigt.

Der größtenteils unterliassische, rötliche *Hierlatzkalk,* ein vorwiegend massiger, aus Crinoidenstielgliedern aufgebauter, brachiopodenführender Echinodermenspatkalk, wurde bei Beginn der Subsidenz der Dachsteinkalkplattform im seichten Wasser eines Schwellenbereiches oder in tektonischen Spalten abgelagert; er kann bis auf Hauptdolomit transgressiv liegen und sich seitlich mit Liasspongienkalk oder einem bunten liassischen Cephalopodenkalk verzahnen. Zusammen mit dem Hierlatzkalk kommt gelegentlich der graue, dichte bis spätige, ebenfalls meist unterliassische *Brachiopodenkalk* vor, in dem die Hierlatzkalk-Brachiopoden der Gattungen *Rhynchonella, Spiriferina, Terebratula* etc. vertreten sind.

Der Beginn der Rotkalksedimentation ist vielfach durch den meist ocker gefärbten *Enzesfelder Kalk* des Hettang und Sinémur angezeigt; er führt u. a. die Ammoniten *Psiloceras planorbis* (SOWERBY), *Schlotheimia marmorea* (OPPEL) und *Coroniceras rotiforme* (SOWERBY). Der bekannteste rote Cephalopodenkalk der Kalkalpen, der knollig-flaserige *Adneter Kalk* [mit den Ammoniten *Schlotheimia angulata* (SCHLOTHEIM), *Amaltheus margaritatus* MONTFORT, *Hildoceras bifrons* (BRUGUIÈRE), *Dumortieria meneghini* (HAUER)], erfaßt den ganzen Lias. Zur Mikrofauna gehören analog jener des Enzesfelder Kalkes weitlumige Arten von *Involutina* und *Trocholina;* erstmalig tritt Nannoplankton auf. Für die Knollenbildung und die nachfolgende Verflaserung wird gravitatives Gleiten im früh- und spätdiagenetischen Zustand verantwortlich gemacht. Im Hangendniveau der Typuslokalität Adnet stellt sich als Calcirudit der mittelliassische, konglomeratische „Scheck" ein. Wie das Sediment des Hierlatzkalkes und des bunten Cephalopodenkalkes, so drang auch jenes des Adneter Kalkes synsedimentär in submarine Spalten ein.

Den Oberlias vertreten in der nördlichen Osterhorngruppe, am Zwölferhorn, ca. 15 m mächtige, vorwiegend ziegelrote, mürbe, plattig-schiefrige, an Bryozoen- und Echinodermendetritus reiche Mergel mit Linsen einer roten flaserigen Knollenkalkbrekzie *(„Saubachschichten")*. Die Mergel enthalten u. a. die Toarc-Ammoniten *Calliphylloceras capitanoi* (CATULLO) und *Dactylioceras commune* (SOWERBY).

3.5.2.3.2. Dogger

Im Vergleich zum Lias ändert sich bei den Doggerablagerungen wenig; auch bei ihnen kann man eine Fleckenmergelfazies, eine Crinoiden-

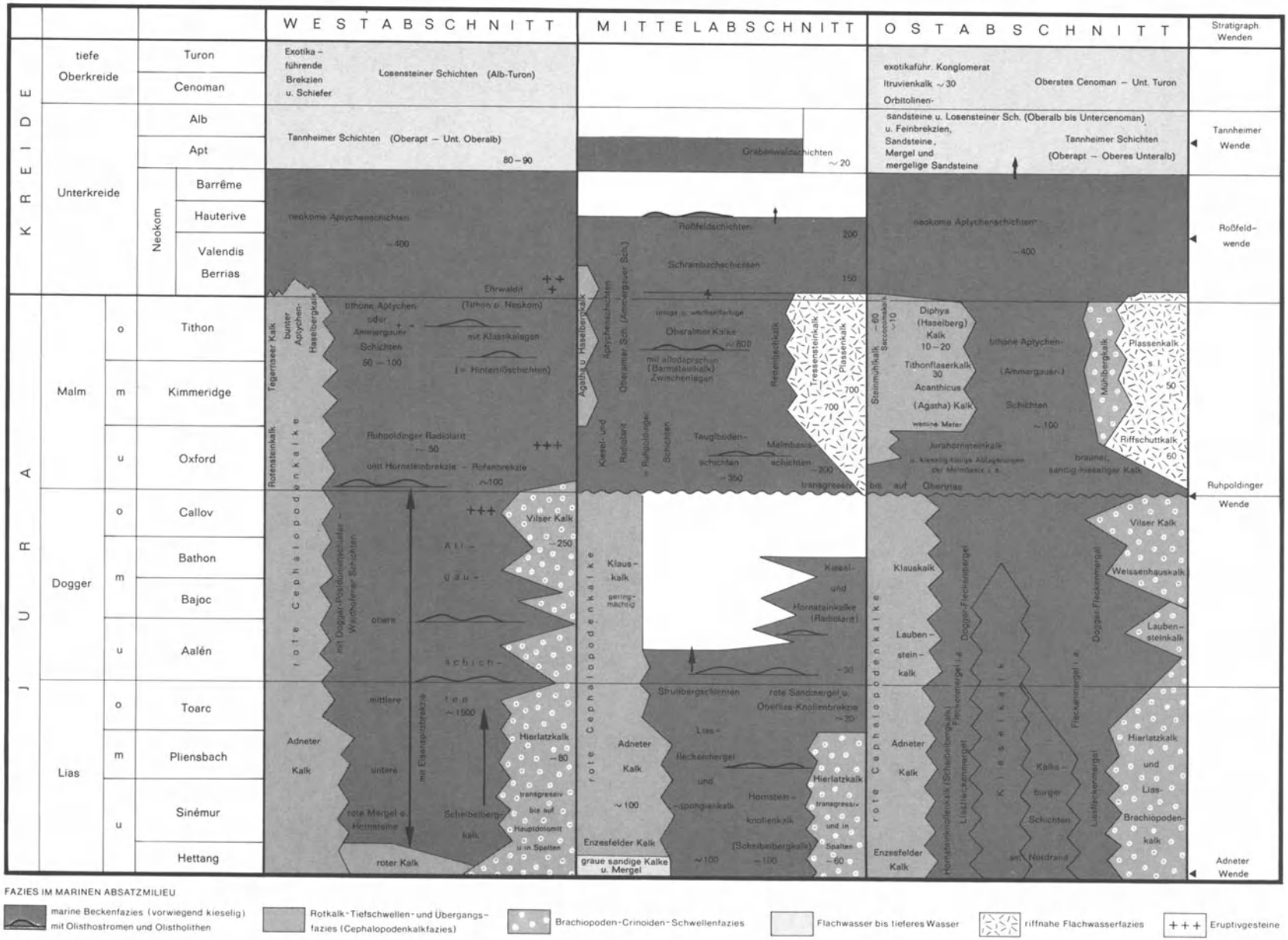


Abb. 49. Jura, Unterkreide und tiefere Oberkreide der Nördlichen Kalkalpen

Abb. 49. Jura, Unterkreide und tiefere Oberkreide der Nördlichen Kalkalpen

Brachiopoden-Fazies und eine Cephalopodenkalkfazies unterscheiden.

Während die *Dogger-Fleckenmergel* nur durch ihre Cephalopoden altersmäßig gekennzeichnet sind, lassen sich die *jüngeren Allgäuschichten* des Dogger faziell von den liassischen durch ihre Spatkalkschichten, Echinodermenkalke und Kieselkalke trennen. Leitend sind in ihnen die Ammoniten *Leioceras opalinum* (REINECKE), *Tmeceras scissum* (BENECKE) und *Ludwigia murchisonae* (SOWERBY). Die nicht nur in der helvetischen Zone, sondern auch im Allgäu-Frankenfelser Deckensystem auftretenden „Dogger-Posidonienschiefer" mit *Bositra* (= *Posidonia) buchi* (RÖMER) des Oberaalen bis Callov werden nach neuer Begriffsprägung *Waidhofener Schichten* genannt, die Serie der kieseligen, z. T. hornsteinführenden oder auch spätigen Kalke des Dogger, so auch jene der jüngeren Allgäuschichten („Dogger-Kieselschiefer"), *Chiemgauer Schichten.* Crinoiden-Brachiopodenkalke des unteren Dogger [mit *Ludwigia murchisonae* (SOWERBY)], wie sie in der Frankenfelser Decke ausgebildet sind, werden *Laubensteinkalk* genannt, das ebenso brachiopodenreiche, vorwiegend weiße Äquivalent des oberen Dogger (Callov) *Vilser Kalk.*

Den fossilarmen, mergeligen Beckensedimenten ist als stark kondensiertes Schwellensediment der fossilreiche, geringmächtige Cephalopodenkalk des Dogger, der vorwiegend rote, knollige, an Mangan-Eisenoxydknollen reiche *Klauskalk* [mit den Ammoniten *Parkinsonia convergens* (BUCHMANN), *Zigzagiceras crassizigzag* (BUCHMANN), *Oxycerites aspidoides* (OPPEL), *Sowerbyceras (Holcophylloceras) zsigmondianum* ORBIGNY und der Muschel *Bositra buchi* (RÖMER)] gegenüber zu stellen. Lokal ist ein weißer, in den höheren Dogger (Bathon-Callov) zu stellender Klauskalk ausgebildet. Dem Klauskalk s. l. ist der untere Reitmauerkalk, ein bunter, gut geschichteter Kalk des Oberbajoc bis Callov [u. a. mit *Calliphylloceras flabellatum* (NEUMAYR)] unterzuordnen.

Wo sich zwischen den bunten Lias-Dogger-Kalken kein fazieller Unterschied bemerkbar macht, wie z. B. im Sonnwendgebirge, spricht man einfach von „bunten Jurakalken".

3.5.2.3.3. Malm

Die diskordant dem tieferen Jura oder auch der Obertrias aufruhenden Malmablagerungen werden in Sedimente der Kurzschwebfazies und in Sedimente der Langschwebfazies gegliedert. Ersteren gehören die Seichtwassersedimente des Plassen- und Tressensteinkalkes zu, letzteren die bunten Ammonitenkalke der Tiefschwellenfazies und die Oberalmer Schichten der Beckenfazies.

Ein bedeutender, tiefer Meeresraum wird durch die im ganzen Bereich der Nordkalkalpen verbreiteten, bunten *Kiesel- und Radiolaritschichten* des Untermalm, die *Ruhpoldinger Schichten,* angezeigt. Ihre Ausbildung setzt mit der „Ruhpoldinger Wende" ein. Der rund 50 m mächtigen Serie des *Ruhpoldinger Radiolarites* im Westabschnitt der Kalkalpen, altersbelegt u. a. durch den Ammoniten *Hibolites semisulcatus* (MÜNSTER), sind im Mittelabschnitt die *Tauglbodenschichten* der südlichen bis inneren Osterhorngruppe (mit dem Ammoniten *Ataxioceras* sp.) gegenüber zu stellen. Ihre 350 m mächtige Serie besteht aus kieselig-tonigen Kalken, Mergelschiefern, gradierten Feinklastikalagen und weit anhaltenden Brekzien- und Radiolaritlagen, Gesteine, die als Turbidite, Fluxoturbidite, Schlammfaltenpakete durch Trübeströme und „Grain-Flow", Schlammstrom und Gleitung gebildet wurden. Auch Olistholithe sind enthalten. In den der gleichen Schichtgruppe angehörenden, ca. 200 m mächtigen *Malmbasisschichten* der nördlichen Osterhorngruppe liegen ebensolche kieseligen Sedimente vor, doch verlieren in ihnen die Brekzienlagen an Bedeutung und beschränkt sich der Radiolarit im wesentlichen auf eine Lage im Basisniveau. Schichtparallele Gleitungen führen in den kieseligen Ablagerungen zu Schichtausfällen und Schichtwiederholungen.

Die vom Bereich des Wettersteingebirges bekannten basischen Eruptiva („Ehrwaldite") liegen vorwiegend in den höherjurassischen Radiolariten; auch nach dem Auftreten von Tuffiten kann eine bereits oberjurassische Intrusion angenommen werden.

Die bunten Kiesel- und Radiolaritschichten werden von dichten, vorwiegend gelblich- bis grünlichgrauen, mergeligen Kalken, den bis tiefneokomen *Aptychen-* oder *Ammergauer Schichten* des Tithon-Berrias überlagert. Das pelagische, in einem tieferen Meeresbecken abgesetzte Sediment führt z. B. *Lamellaptychus lamellosus* (PARKINSON), *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ) und eine Mikrofauna mit Tintinniden (Calpionellen). Diese Aptychenschichten bezeichnet man in ihrer bunten Ausbildung als Tithonflaserkalk oder bunte Ammergauer Schichten. Konglomerate und Brekzien aus Aptychenkalk werden mit ihren begleitenden sandig-tonigen Sedimenten *Hinterrißschichten* genannt.

Im Mittelabschnitt stellen sich als Abart der Aptychenschichten die bis 800 m mächtigen, vom Kimmeridge bis in das Berrias reichenden *Oberalmer Schichten* ein. Sie gehen aus den liegenden Kiesel- und Radiolaritschichten durch Zunahme des Kalkgehaltes und durch Konzentration der Kieselsäure zu dunkelbraunen Hornsteinlagen und -linsen oder aus einem Oberalmer

Basiskonglomerat hervor. Charakteristisch sind die bis zu mehrere Meter mächtigen, hellbraunen, allodapischen Sedimente der *Barmsteinkalk*-Zwischenlagen. Im Bereich beiderseits der Salzach führen sie Komponenten aus dem Hallstätter Faziesbereich, so vor allem auch Schmitzen und Flatschen aus graugrünem Haselgebirgston. Sie verweisen auf synsedimentäre intramalmische Eingleitungen von Hallstätter Schollen (S. 248). Den *Tonigen Oberalmer Kalken* mit ihrem Tonreichtum, ihrer Dünnbankigkeit und ihrer Coccolithophoriden-Radiolarien-Tintinniden-Vergesellschaftung können die i. a. kalkreicheren, biogenschuttführenden, organodetritischen *Wechselfarbigen Oberalmer Kalke* gegenübergestellt werden. Sie bilden eine Übergangsfazies zum Tressenstein- und Plassenkalk und führen den Untertithon-Ammoniten *Usseliceras (Subplanitoides) schwertschlageri* ZEISS, die Alge *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) und Foraminiferen.

Der 30 m mächtige, bunte, brekziöse, mikritische bis sparitische *Rettenbachkalk* des Oxford bis Berrias im Ischler Bereich ist ein Übergangssediment der Beckenfazies in die Flachwasserfazies. An den Riffhalden wurde als Schuttkalk der im Salzkammergut verbreitete *Tressensteinkalk* des Kimmeridge bis Tithon-Berrias abgesetzt. Er weist die gleiche Hydrozoenassoziation auf wie der Plassenkalk.

Am Anninger (Vierjochkogel) bei Wien geht in einer 60 m mächtigen Serie ein mikritischer, hornsteinführender Bankkalk („Oberalmer Kalk") gegen das Hangende in einen Biosparit [mit *Perisphinctes* sp., dem Oxford-Brachiopoden *Montliclarella strioplicata* (QUENSTEDT)] und dieser in einen Riffschuttkalk (Plassenkalk) mit der Alge *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) und der Foraminifere *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK über. Bei St. Veit/Triesting führt ein biosparitischer, bräunlicher Malmkalk *Ataxioceras* sp. und *Perisphinctes* sp.

Der im geschützten Flachwasserbereich abgesetzte, fast weiße, massige, mikritische oder bio- bis intrasparitische, vielfach auch oncolithische *Plassenkalk* umfaßt Oxford/Kimmeridge bis Tithon/Berrias. Der mikritische Typus führt Korallen, Schwämme, Bryozoen, artenreiche Hydrozoen, Algen und Foraminiferen (vgl. oben).

Lerchbergschichten werden die teils klastischen, teils kalkigen tithon-?neokomen Ablagerungen des Hallstätter Faziesbereiches bei Lofer genannt.

Der im Ternberger-Frankenfelser Deckensystem verbreitete, in Rotkalkfazies entwickelte malmische *Steinmühlkalk* ist ein ammonitenreicher Tiefschwellenkalk; er führt Formen der Gattungen *Phylloceras, Lytoceras, Haploceras, Simoceras, Physodoceras, Himalayites, Perisphinctes* etc. An seiner Typuslokalität kann er in weitere Schichtglieder, wie den *Rotensteinkalk* (Unterer Steinmühlkalk) des mittleren Oxford [mit *Peltoceras transversarium* (QUENSTEDT)] und den *Tegernseer Kalk* (Oberer Steinmühlkalk) des Kimmeridge-Tithon (mit dem Schwebcrinoiden *Saccocoma*) gegliedert werden. Ein ähnliches Verbreitungsgebiet hat der *Mühlbergkalk*. Er vertritt die Crinoidenkalkfazies des Malm und führt den Brachiopoden *Pygope diphya* COLONNA.

Einander weitgehend äquivalente, knollig-flaserige, rote Cephalopodenkalke des Tiefschwellenbereiches stellen der *Agathakalk* des Oxford-Kimmeridge und der *Acanthicuskalk* des Kimmeridge dar. Ähnlich dem Steinmühlkalk führen sie eine reiche Ammonitenfauna, darunter die Kimmeridge-Leitform *Physodoceras* (= *„Aspidoceras"*) *acanthicum* (OPPEL). *Haselbergkalk* wird ein bunter, tonig-flaseriger Tithonkalk (mit *Pygope diphya* COLONNA, *Saccocoma*, der Alge *Globochaete alpina* LOMBARD und Calpionellen) bezeichnet.

Literatur: AMPFERER O. 1943; BERNOULLI D. & JENKYNS H. C. 1970; BLIND W. 1963; CORNELIUS H. P. & PLÖCHINGER B. 1952; DOBEN K. 1962, 1963; FABRICIUS F. H. 1960, 1967; FENNINGER A. 1966; FENNINGER A. & HÖTZL H. 1965, 1967; FENNINGER A. & HOLZER H. L. 1972; FISCHER R. 1966, 1970; FLÜGEL H. W. 1967; FLÜGEL H. W. & FENNINGER A. 1966; FUCHS W. 1970, GARRISON R. E. 1964; GARRISON R. E. & FISCHER A. G. 1969; GERMANN K. 1972; GERMANN K. & WALDVOGEL F. 1971; HÖCK V. & SCHLAGER W. 1964; HÖTZL H. 1966; HOLZER H. L. 1968, 1969; HUCKRIEDE R. 1959a, b; JACOBSHAGEN V. 1964, 1965; JANCIK R. 1972; JENKYNS H. C. 1971, 1972; JURGAN H. 1969; KIESLINGER A. 1964; KOCH K. E. & STENGEL-RUTKOWSKI W. 1959; KRISTAN-TOLLMANN E. 1962a; KRYSTYN L. 1971, 1972; KUNZ B. 1967; LANGE W. 1952; LEISCHNER W. 1959a, 1961; MILLER H. 1963b; PLÖCHINGER B. 1974b, 1975, 1976; ROSENBERG G. 1966; SANDER B. 1941; SCHIDLOWSKI M. 1967; SCHLAGER M. 1960; SCHLAGER M. & SCHLAGER W. 1970; SCHLAGER W. & SCHLAGER M. 1973; SCHÖLL W. U. & WENDT J. 1971; THENIUS E. 1974b; TOLLMANN A. 1965a, 1976a; TOULA F. 1908; TRAUTH F. 1938, 1950; ULRICH R. 1960; WENDT J. 1969, 1970, 1971; WESSELY G. 1967; WEYNSCHENK R. 1949; ZACHER W. 1962; ZAPFE H. 1973.

3.5.2.4. Kreide – Alttertiär (bis Eozän)

(vgl. Abb. 49, 50)

Die Ablagerungen der Kreide und des Alttertiärs geben durch ihre Ausbildung und Verbreitung deutliche Anhaltspunkte für die paläogeographische Situation. Während bei den Sedimenten des tieferen Neokom zumeist noch eine ruhige Weiterentwicklung vorliegt, machen sich gegen die hohe Unterkreide zu gebirgsbildende Vorgänge durch Schichtlücken, Diskordanzen und durch die Schüttung grober Sedimente deut-

lich bemerkbar. Neuerdings wurden auch klare Hinweise auf eine gelegentlich transgressive Lagerung des Neokoms auf Tithon-Berrias gefunden. Ähnlich wie in den Oberjurasedimenten durch die Jungkimmerische Phase, so kommt es im Mittelabschnitt mit der Voraustrischen bzw. Austroalpinen Phase in den höher neokomen Roßfeldschichten zur Bildung wildflyschartiger Brekzien. Andernorts läuft im voralpinen Bereich die Entwicklung der neokomen Aptychenschichten bis in das Apt weiter.

Als Folge der Austrischen Phase ist im Bajuvarikum der Klastikareichtum der Ablagerungen des Alb bis Turon, der *Losensteiner Schichten,* anzusehen. Noch weitaus deutlicher kommt jedoch die Auswirkung der Vorgosauischen Phase in der vorwiegend klastischen Gosausedimentation zum Ausdruck. Die vielfach mit groben Basisbildungen einsetzenden senonen, gelegentlich bis in das Eozän reichenden und bis ca. 3000 m mächtigen Ablagerungen transgredieren (altersmäßig unterschiedlich) über das Relief eines vorher vollzogenen, kräftigen Deckenbaues. Die Schwermineralspektren erlauben dabei Rückschlüsse auf die paläogeographische Umgestaltung. Im Becken von Reichenhall–Salzburg liegt eine komplette, vom Coniac bis in das Obere Paleozän reichende Serie vor, auf der eine mächtige, in das Priabon emporreichende Eozänserie des Cuis und Lutet bzw. Biarritz transgressiv aufruht. Hier ist eine fast durchgehende Plankton-Foraminiferen-Zonierung möglich.

Der inneralpinen Molasse kann das Unterinntaler Tertiär zugeteilt werden, das mit seinem ältesten Anteil, den *Oberaudorfer Schichten,* das untere Obereozän (Priabon) vertritt (Kap. 3.2.3.).

Im Ostabschnitt gehen aus den tithonen Aptychenschichten die *neokomen Aptychenschichten* bzw. *Schrambachschichten* s. l. hervor. Sie haben einen höheren Tongehalt als die tithonen Aptychenschichten und eine grünliche Färbung. Geschichtete tonige Mergelkalke, die den Schrambachschichten s. str. (siehe unten) gleichen, werden gegen das Hangende von sandigen Mergelschiefern abgelöst oder reichen in der Aptychenkalkfazies bis in das Apt. Ammoniten und Aptychen belegen die Altersstufen, so *Thurmanniceras boissieri* (PICTET) und *Lammellaptychus mortilleti* (PICTET & LORIOL) das Berrias, *Kilianella pexiptycha* (UHLIG) und *Lammellaptychus didayi* (COQUAND) das Valendis, *Leopoldia (Hoplites) cryptoceras* (ORBIGNY) und *Lamellaptychus angulicostatus* (PETERS) das Hauterive, *Crioceras emerici* LÉVEILLE das Barrême und *Phylloceras velledae* ORBIGNY das Apt.

In den vorwiegend grünlichgrauen Mergelkalken und Kalkmergeln der *Schrambachschichten* s. str. des Mittelabschnittes liegt das ideale Kalk-Ton-Verhältnis für die Erzeugung von Portlandzement. Sie reichen vom Berrias (Zone des *Thurmanniceras boissieri* PICTET) bis in das Ober Valendis (Zone der *Kilianella pexiptychus* UHLIG). Zu ihrer Mikrofauna gehören Calpionellen und Foraminiferen, zu ihrer Nannoflora Formen der Gattung *Nannoconus.*

Die ebenso im Mittelabschnitt verbreiteten, bis 500 m mächtigen *Roßfeldschichten* reichen vom (Ober-) Valendis ins Hauterive, östlich der Salzach ins (?) Barrême. Die Unteren Roßfeldschichten beinhalten westlich der Salzach sandige Mergelschiefer und grünliche, an Hornblende reiche Quarzsandsteine, östlich der Salzach kieselige Sandkalke *(„Hochreithschichten")* und grünliche Quarzsandsteine. Die Oberen Roßfeldschichten sind westlich der Salzach, am Roßfeld, als kieselige Mergelkalke und turbiditische Sandsteine entwickelt, welchen gegen das Hangende unter Wechsellagerung Olisthostromlagen mit Hallstätter Komponenten und schließlich Olistholithe aus Hallstätter Gesteinen folgen. Es ist dies ein Sedimentationstypus, wie er auch aus der Unkener Mulde bekannt ist. Östlich der Salzach, im Weitenaugebiet, bestehen die Oberen Roßfeldschichten aus kieseligen Mergelkalken („Mittlere Roßfeldschichten") und aus mit klarer Grenze überlagernden olisthostromreichen Roßfeldschichten. Diese sind im Grabenwald normal von den turbiditischen Sandsteinen und Sandmergeln der *Grabenwaldschichten* überlagert, deren Foraminifereninhalt die Einstufung in das tiefe Apt erlaubt. Die Hochreithschichten führen keine grüne Hornblende, während sie im Schwermineralspektrum der übrigen Roßfeldschichten neben dem Chromspinell vorherrscht; die Grabenwaldschichten zeigen Chromspinell-Granat-Vormacht, jedoch keine Hornblende mehr.

Die im Allgäu-Frankenfelser Deckensystem verbreiteten, bis 90 m mächtigen *Tannheimer Schichten* des Ober Apt/Alb bestehen aus dunkelgrauen bis fast schwarzen Tonschiefern und grünlichen bis rötlichen, zum Teil gefleckten, gegen das Hangende sandig werdenden Ton- und Kalkmergeln. Im Schwermineralspektrum treten zum Chromspinell Zirkon und Apatit. Zu ihrem Fossilinhalt gehören der Ammonit *Leymeriella tardefurcata* (LEYMERIE) und Formen der Foraminiferengattungen *Gaudryina, Gavelinella* und *Epistomina.*

Konkordant auf den Tannheimer Schichten oder diskordant über verschiedenen älteren Schichtgliedern liegen die bis 350 m mächtigen *Losensteiner Schichten* der Cenoman-Randschuppe und des Bajuvarikums. Es sind graue

Die Schichtfolgen einiger bedeutender Gosaubecken (höhere Oberkreide-Alttertiär) Mächtigkeitsangaben in Metern

Stufe		Muttekopf (Lechtaler Alpen)	Unterinntal	Salzburger Becken	Gosau (über 2600)	Laussagebiet	Gams (–2500)	Grünbach - Neue Welt (–1500)	Gießhübl
EOZÄN	Priabon		Oberaudorfer Schichten	Mergel u. Sandsteine mit Großforaminiferen					
	Lutet			Mergel Brekzie mit Großforaminiferen	Zwieselalmschichten 250 foraminiferenführ. Mergel u. Sandsteine		Tonmergel, Sandsteine,		
	Ypres		lokal Mergel u. Mergelkalke in Turbiditfazies (Sebi)						
PALEOZÄN	Thanet			Nierentaler Schichten ~100 tonig-mergelig-sandige Serie	bunte Mergel mit pelagischer Mikrofauna, Sandsteine und quarzphyllitreiche Konglomerate		nummulitenführ. Brekzie mit Exotika (Zwieselalmsch.) 470 bunte Mergel und mergelige Kalke	glimmer- u. kohlehäckselreiche Mergel u. Sandsteine mit etwas Riffschutteinstreuung (Zweiersdorfer Schichten) 200 basaler Sandschalerhorizont	foraminiferenreiche, bunte Mergelschiefer und flyschähnliche Sandsteine (Gießhübler Schichten) ~150 Sandschalerhorizont
	Mont								
	Dan								
MAASTRICHT	O	graugrüne Tone mit Orbidoidensandstein-Zwischenlagen (Turbiditfaz.) mit gegen das Liegende zunehmenden Brekzien- und Konglomeratlagen ca. 500	flyschartige Sandstein u. graue-rote Mergel (Nierentaler Fazies) mit Triaskalkblöcken	mit reicher pelagischer Mikrofauna	Nierentaler Schichten Transgressionsbildungen mit exotikareichen Konglomeraten foraminiferenreiche, rote Kalkmergel mit Kalksandstein-Zwischenlagen 400	Nierentaler Schichten (z. T. in Turbiditfazies) ~200	Nierentaler Schichten mit zahlreichen Foraminiferen –370 Konglomerat	Inoceramenschichten Inoceramenmergel mit Orbitoiden-sandsteinlagen –500 Orbitoidensandstein	bunte, sandige Mergel mit Sandsteinlagen Blockbrekzien Konglomerate und Sandsteine ~150
	U								
CAMPAN	O	Serie mit Tonen, Tonschiefern, Sanden, Sandsteinen, Konglomerat- u. Brekzienlagen ca. 500 m Turbiditfazies Exotika Riesenblöcke Exotika Turbiditfazies Exotika Basisbrekzie u. -konglomerat	rote, vorw. pelagische Mergel mit einzelnen gradierten Sandsteinlagen (Nierentaler Fazies) 100 mit Triaskalkblöcken (Mösl)	Knollenmergel Inoceramenmergel	Glaselbachschichten (flyschähnl. Sandst. u. Feinkonglomerate) 300 Randoschichten (foraminiferenführ. Mergel u. Sandsteine) 100–200		foraminiferenführende Mergel und	kohleflözführ. Serie ~500 tonige Mergel, Sandst. u. Konglomerat, Actaeonellenkalk-Bänke Quarzkongl.	
	U								
SANTON	O		Exotika Triaskalkblöcke Rudisten-Gastropoden-Riffe Inoceramenmergel	Glanegger Schichten ~50 Rudistenriff foraminiferen-reiche	Sandkalk 10–15 Stöcklschichten (Rudistenriff, Mergel, Sandsteine und Konglomerate) 100 Hochmoosschichten (Mergel Sandst., Fossilkalke) 300	Inoceramenmergel	Sandsteine 200 Actaeonellen-Nerineensandst. Hippuritenkalk kohleführ. Mergel, Sande und	Hippuritenkalk Korallenmergel Basiskonglomerat und Basisbrekzie	inoceramenführ. mergelig-kieseliger Sandstein u. bunte, foraminiferen-führende Mergel ~150
	U								
CONIAC	O		ammonitenführ., mergelige und polymikte Kalksandsteine exotikaführ. Basisbrekzien u. -konglomerate basal: Bauxit	Mergel ammonitenreiche Mergelkalke Untersberger Marmor (Riffschuttkalk) ~50 Konglomerat	Grabenbachschichten (dunkle Mergel) 300–500 Streiteckschichten (Kongl., Sandst.) 50 Kreuzgrabenschichten (Kongl.) 200	Hippuritenkalk u. Sandsteine kohleflözführ. Sandst. u. Mergel m. Konglomeratlagen basal: Bauxit ~200	Sandsteine 1400 Grundkonglomerat	ammonitenführender Sandstein (Scharrergraben)	
	U								

Abb. 50. Höhere Oberkreide, Paläozän und Eozän der Nördlichen Kalkalpen (die Wellenlinien verweisen auf die transgressive Stellung des darüber angegebenen Schichtgliedes)

Tonmergel mit exotischen Geröllen, graue Sandsteine (Quarzarenite) sowie exotikaführende Feinbrekzien und Konglomerate des höheren Unteralb bis Mittelturon. Das Oberturon fehlt überall. Die Schüttung der Exotika (z. B. Quarzporphyr, Diabas, Granit, Quarz) wird mit einem einst nördlich gelegenen Ultrapienidischen Rükken in Zusammenhang gebracht. Zur Makrofauna gehören der Mittel- bis Oberalb-Ammonit *Kossmatella demolyi* (ORBIGNY), der Cenoman-Turon-Ammonit *Mantelliceras mantelli* (ORBIGNY) und die cenomanen Großforaminiferen *Orbitolina concava* (LAMARCK) und *Orbitolina aperta* (ERMAN).

Unter der vom Alb bis in das Turon reichenden Mikrofauna sind Foraminiferen der Gattungen *Praeglobotruncana, Rotalipora, Planomalina, Tritaxia* und *Hedbergella* vertreten.

Den Losensteiner Schichten sind im Lunzer Deckenbereich die ca. 100 m mächtigen dolomitischen Brekzien, grauen Sandsteine und sandigen Mergel der cenomanen *Orbitolinenschichten* [mit *Orbitolina concava* (LAMARCK) und *O. aperta* (ERMAN)] und die über einer cenomanen Dolomitbrekzie auftretenden obercenomanen (bis unterturonen) bituminösen *Ituvienkalke* (mit *Ituvia cycloidea* PČELINTSEV und anderen Gastropoden) gegenüberzustellen. Ein am Höllensteinzug überlagerndes, ca. 100 m mächtiges Paket aus polygenen Konglomeraten gehört dem gleichen obercenomanen bis unterturonen Sedimentationszyklus zu. Die mit ihnen auftretenden roten Tone führen eine offenbar umgelagerte Nannoflora der höheren Unterkreide.

Auf eine vorgosauische Trockenlegung und Verkarstung verweisen kluft- und hohlraumfüllende *Bauxite* und *bauxitische Tone.* Ihr Chemismus und Mineralbestand stimmt meist gut mit jenen Ungarns überein.

Zu den *Gosauablagerungen* der auf den tektonischen Skizzen vermerkten Gosauvorkommen gehören litho- und biofaziell bezeichnende Sedimente der höheren Oberkreide, des Paleozäns und des Unter- und Mitteleozäns. Sie kamen, verschiedenzeitlich einsetzend, nach einer zumeist das Oberturon erfassenden Schichtlücke zur Ablagerung. Die transgressive Stellung ist den gebirgsbildenden Vorgängen der Vorgosauischen Phase und den intragosauischen Phasen zuzuschreiben. Meistenteils setzt die Gosausedimentation mit Grobklastika, gelegentlich auch mit mergelreichen und kalkigen Sedimenten ein, die in einem durch Schwellen und Inseln differenzierten, seichten Meer abgelagert wurden. Quarzporphyrreiche, exotische Schüttungen, z. T. mit Serpentingeröllen und Chromspinell, werden ebenfalls mit einer im Norden der Kalkalpen angenommenen Schwelle in Zusammenhang gebracht (vgl. S. 37); spätere Schüttungen mit Geröllen von Quarzphyllit, Phyllit und Grünschiefern sowie mit Granat als Schwermineral werden vom Süden bezogen.

Die durch Bodenbewegungen erfolgte Reliefbildung vor und während der Gosausedimentation erklärt den Faziesreichtum und die Unterschiedlichkeit der Schichtfolgen in den durch Versenkung zur Tertiärzeit erhalten gebliebenen Gosauvorkommen. Bezeichnend sind vor allem die Basisbildungen mit ihren bunten Konglomeraten, ihren Brachiopoden- und Rudistenkalken und die campanen kohleflöz- und actaeonellenführenden Regressionsablagerungen. Sowohl die Rudistenriffe als auch die fossilen Pflanzen der kohleflözführenden Ablagerungen verweisen auf ein tropisches Milieu.

Transgressionskonglomerate des Obersanton bis Untercampan könnten auf eine vorangegangene Wernigeröder Phase schließen lassen; die Transgressionsbildung an der Wende vom Unter- zum Obercampan belegt die Ressenphase. Diese wohl bedeutendste intragosauische Phase zeigt sich in der intracampanen Schichtlücke vor der Transgression der *Nierentaler Schichten* (Obercampan – Maastricht). An dieser Zäsur schlägt die erwähnte Spinell-reiche Schüttung von einem einst im Norden gelegenen, heute überschobenen Rücken in ein granatreiches, von den Zentralalpen abzuleitendes Schwermineralspektrum um.

Die Laramische Phase an der Kreide-Tertiärgrenze kommt kaum zum Ausdruck; die Serien steigen meist ohne Schichtlücke vom Maastricht in das Paleozän auf, gelegentlich bis in das Unter- und Mitteleozän oder auch, wie im Becken von Reichenhall, bis in das Obereozän.

Das archipelartige Auftauchen der Nördlichen Kalkalpen führte, wie schon erwähnt, in Beckenzonen zum Absatz verschiedenzeitlich einsetzender, voneinander teilweise abweichender Gosauserien (siehe Abb. 50).

Folgende drei Serien mögen hier herausgestellt werden:

A. Die Serie der Typuslokalität Gosaubecken (OÖ)

Sie ist über 2600 m mächtig und läßt sich vom Liegenden zum Hangenden folgendermaßen gliedern:

1. ca. 200 m mächtige, dem Coniac zuzuweisende Basiskonglomerate mit bis metergroßen kalkalpinen Komponenten und mit feinkonglomeratischen bis sandigen Zwischenlagen *(Kreuzgrabenschichten);*

2. einen 800–900 m mächtigen Hauptkomplex aus grauen Mergeln mit Konglomerat- und Rudistenriff-Einschaltungen. Zu ihm gehören die durchschnittlich 50 m mächtigen Mergel der

Streiteckschichten mit ihren Konglomerat- und Sandsteinbänken (Coniac), die 300 bis 500 m mächtigen, dunklen Coniacmergel der *Grabenbachschichten,* die ca. 300 m mächtigen Mergel, Sandsteine und Fossilkalkbänke der bereits in das Santon zu stellenden *Hochmoosschichten* und zuhöchst die durch ihre Rudistenriff-Einschaltungen gekennzeichneten, fossilreichen Mergel, Sandsteine und Konglomerate der *Stöcklschichten* (Santon).

Die Mergel führen u. a. die Ammoniten *Muniericeras gosauicum* (HAUER), *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER) und die Foraminiferen *Marginulina gosae* (REUSS), *Globotruncana concavata* (BROTZEN), die Riffkalke z. B. *Hippurites gosaviensis* DOUVILLÉ sowie Pachioliden und Duranien;

3. bis über 200 m mächtige, fossilreiche Mergel und Sandsteine der untercampanen *Randoschichten* [mit *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) und *Reusella szajnochae praecursor* KLASZ];

4. ca. 300 m mächtige, granat- und glimmerreiche Mergel mit flyschähnlichen Sandstein- und Feinkonglomeratlagen (*Glaselbach-* bzw. *„Ressen"-Schichten* s. l.);

5. *Nierentaler Schichten,* bestehend aus ca. 400 m mächtigen, meist bunten, foraminiferenreichen Mergeln, Mergelkalken und einzelnen Sandsteinlagen des Obercampan bis Untermaastricht mit *Globotruncana elevata* (BROTZEN), *G. calcarata* (CUSHMAN), *G. arca* (CUSHMAN), *G. contusa* (CUSHMAN) und Pseudotextularien;

6. *Zwieselalmschichten* (Maastricht bis Unter Eozän), das sind rund 250 m mächtige, Exotika- (i. w. Quarzphyllit)-führende Konglomerate mit granatreichen Sandstein-Zwischenlagen und bunten Foraminiferenmergeln mit *Globotruncana (= Abathomphalus) mayaroensis* BOLLI des höheren Maastricht und *Planorotalites pseudomenardii* (BOLLI) des Paleozän.

B. Die Serie des Gamser Beckens (Steiermark)

Sie weist folgende, zusammen ca. 2500 m mächtige Ablagerungen auf:

1. Grundkonglomerat, Sande und Sandsteine als Basisbildungen des ?Oberconiac bis Santon;

2. eine ca. 1400 m mächtige Mergel-Sandsteinfolge des ?Oberconiac bis Obersanton [Zone der *Globotruncana concavata* (BROTZEN)] mit kreuzgeschichteten, kohleführenden Mergeln und Sandsteinen [mit der Schnecke *Glauconia kefersteini* (MÜNSTER), dunkelgrauen Sanden und Sandsteinen mit Hippuritenbänken [z. B. *Hippurites gosaviensis* DOUVILLÉ, *H. sulcatus* (DEFRANCE) und Actaeonellen], sandigen Tonmergeln und mergeligem Sandstein [(mit dem Ammoniten *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER) und Inoceramen];

3. ca. 200 m mächtiger Mergel-Sandsteinkomplex des marinen Untercampan mit *Globotruncana elevata* (BROTZEN) und des Unteren Obercampan mit *Globotruncana bollii* GANDOLFI, am Becken-Südrand vertreten durch Konglomerate und Brekzien;

4. ca. 400 m mächtige, bunte Mergel und mergelige Kalke der *Nierentaler Schichten* (Obercampan bis Maastricht), mit Foraminiferen der Zone der *Bolivinoides draco miliaris* HILTERMANN & KOCH, *Globotruncana calcarata* (CUSHMAN), *G. stuarti* (LAPPARENT), *G. arca* (CUSHMAN), *G. contusa* (CUSHMAN). Im tiefsten Niveau finden sich zahlreiche sandschalige Foraminiferen, was größere Wassertiefen wahrscheinlich macht;

5. ca. 470 m mächtige, dem höheren Paleozän zugehörende Brekzien und Sandsteine der *Zwieselalmschichten* mit aus dem Süden kommenden Phyllit- und Quarzkomponenten und mit Großforaminiferen (*Discocyclina seunesi* DOUVILLÉ, *Nummulites solitarius* HARPE etc.).

6. ca. 20 m mächtige, dem höchsten Paleozän bis Untereozän zugehörende, grünlichgraue, stark glimmerige Tonmergel mit einzelnen Sandsteinlagen mit *Subbotina* (= *Globigerina*) *triloculinoides* (PLUMMER) und *Globorotalia rex* MARTIN.

C. Die Serie der Grünbach – Neue Welt Mulde (NÖ)

Ca. 1400 m mächtig, gliedert sie sich vom Liegenden zum Hangenden folgendermaßen:

1. ca. 100 m mächtige, obersantone Basisbildungen mit einer Basisbrekzie, einem gelegentlich exotikaführenden Basiskonglomerat, einem seitlich damit verzahnten Brachiopodenkalk, einer Korallenmergellage und zuhöchst mit einem Hippuritenriff (mit *Hippurites gosaviensis* DOUVILLÉ und *H. oppeli santoniensis* KÜHN);

2. eine bis 500 m mächtige, kohleflözführende, campane Serie mit quarzreichem Konglomerat, Tonschiefern, tonigen Mergeln und Sandsteinen, Actaeonellen- und Nerineenkalklagen und bei Dreistätten mit einer bis ca. 200 m mächtigen Konglomerateinschaltung. Die Serie führt Reptilreste (z. B. *Megalosaurus*), Ostracoden, Foraminiferen und Pflanzenfossilien, die auf ein tropisches Klima hinweisen;

3. bis 500 m mächtige Inoceramenschichten des Obercampan-Maastricht, bestehend aus Inoceramenmergeln [mit Inoceramen, Cycloliten und zahlreichen Foraminiferen: Globotruncanen, Neoflabellinen, *Bolivinoides draco draco* (MARSSON), *Stensioeina pommerana* BROTZEN, *Lituola*

grandis (REUSS)] und aus bis zu vier Orbitoidensandsteinlagen [mit dem Ammoniten *Pachydiscus neubergicus* (HAUER) und der Maastricht-Großforaminifere *Orbitoides apiculata gruenbachensis* PAPP]. Der am Mulden-Ostflügel transgressiv über der Trias der Fischauer Berge liegende Orbitoidensandstein ist reich an Intraklasten, die der Grauwackenzone entstammen, und führt die campane Orbitoidenform *Orbitoides media planiformis* PAPP und *Belemnites hoeferi* SCHLÖNBACH;

4. ca. 200 m mächtige, glimmer- und kohlehäckselreiche Mergel und mergelige Sandsteine der *Zweiersdorfer Schichten* (Dan-Paleozän) [mit den Foraminiferen *Globorotalia trinidadensis* BOLLI und *Truncorotalia angulata* (WHITE) sowie mit einer Schneckenfährte vom *Subphyllochorda*-Typ *(Scolizia)*]. Lithothamnienreste, Rotaliiden etc. zeigen eine Riffschutteinstreuung an. Im tiefsten Niveau der Zweiersdorfer Schichten finden sich sandschalige Foraminiferen („Flyschsandschalerzone").

In der nahe Wien gelegenen *Gießhübler Gosaumulde* sind anstelle der Zweiersdorfer Schichten die über 100 m mächtigen, an Globigerinen reichen, vorwiegend bunten Mergelschiefer und flyschähnlichen Sandsteine der *Gießhübler Schichten* entwickelt und im Südosteck der Kalkalpen nördlich Prigglitz und am Kambühel, westlich Ternitz, paleozäne Riffkalke. Diese als *„Kambühelkalke"* zu bezeichnenden Riffkalke führen Kalkalgen, Korallen, Bryozoen, Spongien, Mollusken und Foraminiferen. Sie bezeugen zusammen mit den bei Wörschach gefundenen Blöcken aus paleozänem Riffkalk und zusammen mit den in der subalpinen Molasse nördlich Salzburg entdeckten Geröllen des gleichen Kalkes eine ursprünglich weite Verbreitung. Während die Gießhübler- und die Zweiersdorfer Schichten darauf hinweisen, daß der Nordteil der Kalkalpen im Paleozän von einem etwas tieferen Wasser bedeckt war, sprechen die Riffkalkvorkommen für einen Riffgürtel entlang des Südrandes der Kalkalpen. Die paleozänen Riffkalke weisen eine auffallende bio- und lithofazielle Übereinstimmung mit den paleozänen Riffkalken der Zentralkarpaten (Maninzone) auf.

Literatur: AMPFERER O. 1918; BRINKMANN R. 1934, 1935a, b; DIETRICH V. J. & FRANZ U. 1976; ERKAN E. 1973; FELIX J. 1905–1910; FUCHS W. 1968b; GANSS O. & KNIPSCHEER H. 1954; GEHRT H. 1961; HAGN H. 1951, 1967, 1971; HAGN H. & OTT E. 1975; HAGN H. & ZEIL W. 1954; HELMCKE D. & PFLAUMANN U. 1971; HERM D. 1962; HERM D. et al. 1973; HILLEBRANDT A. v. 1962; HOLZER H. L. 1969; HUCKRIEDE R. 1958b; JANOSCHEK R. 1964; JANOSCHEK W. 1968; KLASZ I. de 1957; KOCH K. E. & STENGEL-RUTKOWSKI W. 1959; KOLLMANN H. 1964a, 1967, 1968a, 1976; KRISTAN-TOLLMANN E. 1962a; KÜHN O. 1947, 1948, 1949, 1962, 1967; KÜPPER K. 1956; LUPU D. 1973; MÜLLER K. 1973; NOTH R. 1951; OBERHAUSER R. 1963, 1968, 1973b; OHMERT W. 1969; OPPENHEIM P. 1930; PAPP A. 1955a, b, 1958; PICHLER H. 1963; PLÖCHINGER B. 1961, 1964b; PODBRANY I. 1951; POKORNY G. 1959; RAHMAN A. 1967; REYMENT R. A. 1958; RISCH H. 1971; ROSENBERG G. 1953a; 1965; RUTTNER A. & WOLETZ G. 1957; SCHENK V. 1972; SCHULZ O. 1960a; SCHWINGHAMMER R. 1975; STURM M. 1969; SUESS E. 1866; THENIUS E. 1974b; TIED L. 1958; TOLLMANN A. 1960c, 1972b, 1976a; WEBER E. 1942, WEIGEL O. 1937; WICHER C. A. & BETTENSTAEDT F. 1956; WILLE U. 1963; WILLE-JANOSCHEK U. 1966; WOLETZ G. 1963, 1967, 1971; WOLFF M. 1963; WOPFNER H. 1954; ZACHER W. 1966b; ZAPFE H. 1937, 1964, 1973; ZEIL W. 1955, 1956; ZIEGLER J. H. 1959; ZITTEL K. 1864–1866.

3.5.3. Zur Tektonik der Nördlichen Kalkalpen

Bei bloßer Betrachtung der geradlinig verlaufenden Grenzlinie zur nördlich gelegenen Flyschzone und der gelegentlich von Querstörungen betroffenen, weit anhaltenden Strukturen der Kalkalpen wird man sich des großzügigen Bewegungsplanes bewußt, der den Bau der Nördlichen Kalkalpen beherrscht. Er findet Erklärung im Konzept der Plattentektonik mit der unter den Kalkalpen ab der hohen Unterkreide angenommenen aktiven Subduktionszone.

Schichtlücken und Diskordanzen verweisen auf die Auswirkungen der Kimmerischen Gebirgsbildungsphasen im Jura und auf die Voraustrische beziehungsweise Austroalpine Phase zwischen dem Neokom und der tiefen Mittelkreide. Man darf annehmen, daß diese Bewegungen den untermeerischen Salzdiapirismus und damit auch die Herausbildung von Schwellen gefördert haben. Anzeichen hiefür liegen in den synsedimentären Brekzien- und Gleitschollenbildungen des Jura und der Unterkreide vor. Wahrscheinlich aber setzte die durch Salzdiapirismus verursachte Schwellenbildung schon nach Absatz des evaporitreichen, oberpermischen Haselgebirges (in der Trias) ein und beeinflußte die Sedimentation.

Nach Ausweis des Schwermineralspektrums der Gosauablagerungen hat die nordvergente Überschiebung der Kalkalpen über die Tauern bereits in der Kreidezeit eingesetzt. Da die Antriebskraft in der Subduktion der Sockelgesteine zu suchen ist, mag diese gewaltige Überschiebung einer passiven Bewegung entsprechen, in deren Gefolge es zu Abgleitungen gekommen ist. Nach und nach spalteten sich von der

Schubmasse die einzelnen Decken ab, und kam es zur kalkalpinen Deckenstapelung.

Die deutlich transgressive Stellung cenomaner Ablagerungen im voralpinen Bereich läßt auf eine kräftige Faltung und Schuppung zur Zeit der vorcenomanen Austrischen Phase schließen, die Transgression der Gosauablagerungen auf einen bereits vor dem Coniac angelegten Schuppen- und Deckenbau. Die Sedimente des Oberostalpins, das sind jene der paläozoischen Grauwackenzone und der ihr normal aufruhenden mesozoischen Kalkalpen, wurden derart vom kristallinen Untergrund abgeschert, daß unter der Grauwackenzone kein Kristallinsockel mehr auftritt. Der Abscherungsvorgang bewirkte auch, daß die Grauwackenzone nur teilweise im Liegenden des Kalkalpen-Südrandes erhalten blieb.

Die nordvergenten Deckenbewegungen zur Zeit der turonen Schichtlücke fanden in den Bewegungen des Senons und des Alttertiärs ihre Fortsetzung. Vor und nach dem Oligozän, zur Illyrisch-Pyrenäischen beziehungsweise Pyrenäisch-Savischen Phase, war der Stau so groß, daß sich der kalkalpine Deckenstapel, wohl mit Beteiligung von Schwereglеitung, als Ganzes blockförmig über den Flysch und das Helvetikum bewegte. Mit Schollen aus dem Nordrandbereich bildete sich ein Reibungsteppich, von dem später Teile an Bewegungsflächen emporgeschürft wurden.

Auch in den jungtertiären Phasen kam es zu Wiederbelebungen längs der alten Bewegungsbahnen, zu Schuppungen und Faltungen. Aus der archipelartigen Landschaft der Oberkreide wurde das Kettengebirge der Nördlichen Kalkalpen.

Alle im Laufe der alpidischen Gebirgsbildungen entstandenen Strukturen stehen mit dem mechanischen Verhalten der Sedimente in Beziehung. Die Vielfalt der Möglichkeiten kommt im Nebeneinander der Decken mit einer oder verschiedenerlei Fazies, in den mehr oder weniger autochthonen und fernüberschobenen Dekken, in den Pilzfalten, Deckschollen etc. zum Ausdruck. Mindestens dreimal so breit wären die ausgeglätteten Kalkalpen im Vergleich zu den heutigen.

Den größten Teil der Nordkalkalpen nimmt der Komplex des Bajuvarikums mit den tieferen voralpinen Decken und der Komplex des darüber liegenden Tirolikums mit den höheren voralpinen Decken ein. Im Westen ist es die hochbajuvarische Lechtaldecke, die man noch teilweise normal mit der Grauwackenzone verbunden findet, im Mittel- und Ostabschnitt das Tirolikum. Fenster, Halbfenster, Deckschollen und Halbklippen geben gute Hinweise auf die bis zu einige zehn Kilometer weiten Überschiebungen.

Wie man im Westabschnitt der Kalkalpen das Tirolikum der Inntaldecke und die darauf lagernden Schollen der Krabachjochdecke als frei auf einer tieferen Decke schwimmend betrachten kann, so kann man das im Mittel- und Ostabschnitt bei Schollen und Decken mit Hallstätter- und Dachsteinkalkfazies. Zu den hochalpinen Decken mit den Karbonatgesteinstafeln der Dachsteinkalkfazies gehören die Berchtesgadener (Reiteralm) Decke, die in ihrer tektonischen Stellung noch umstrittene Dachsteindecke und die Schneebergdecke. Seit F. F. Hahn (1913) werden die tektonisch höchsten, südlichsten Elemente unter dem Begriff „Juvavikum" zusammengefaßt. Die Zuordnung der Elemente mit Hallstätter Fazies zu einer einheitlichen Hallstätter Decke oder einem „Tiefjuvavikum" und der Decken mit Dachsteinkalkfazies zu einem „Hochjuvavikum" ist jedoch wegen der ursächlich und zeitlich unterschiedlichen Platznahme gegenstandslos geworden; nur als Ordnungsbegriffe können diese Bezeichnungen weiter verwendet werden.

Einige Autoren sind der Meinung, daß der Unterscheidbarkeit einer mergelreichen und einer kalkreichen Hallstätter Fazies die Trennung des Absatzraumes in einen Nordkanal mit Hallstätter Fazies (Untere Hallstätter Decke beziehungsweise Zlambachschuppe) und einen Südkanal mit Hallstätter Fazies (Obere Hallstätter Decke beziehungsweise Sandlingdecke) zugrunde liegt; andere Autoren lehnen das ab.

Schon aus den Strukturen der vorgelagerten Zonen läßt sich die ursprüngliche Lage der Kalkalpen weit im Süden ableiten. Bewiesen ist sie durch die Bohrung Urmannsau südöstlich Kienberg in Niederösterreich, durch die tief im Kalkalpenbereich liegenden Fenster, wie vor allem jene an der Windischgarstener- und an der Wolfgangseestörung, aber auch durch geophysikalische Untersuchungen.

Eine der modernsten Möglichkeiten tektonischer Auswertung bieten die Satellitenbilder, in welchen aufnahmsgeologisch zum Teil nicht erfaßbare bruchtektonische Lineamente zu erkennen sind.

3.5.3.1. Vom Rheintal zum Inn-Quertal (Westabschnitt)

(siehe Abb. 39, 40, 51, 58 und 73)

Dieser Abschnitt erfaßt das Kalkalpengebiet zwischen dem Rhein- und dem Innquertal. In ihm sind folgende, gegen Süden höher werdende tektonische Einheiten entwickelt: 1. die schmale *„Cenoman-Randschuppe"* mit Hauptdolomit bis Mittlere Kreide, 2. die schmale, eng gefaltete

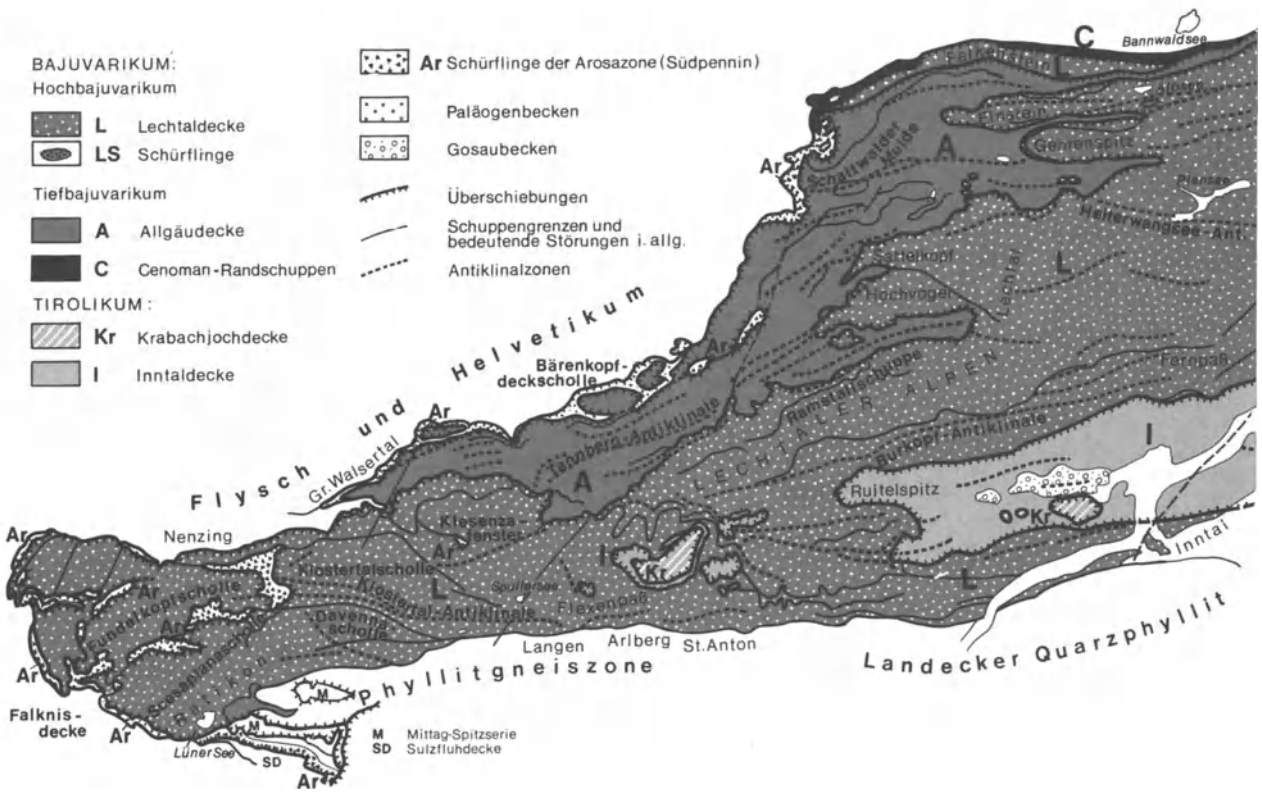
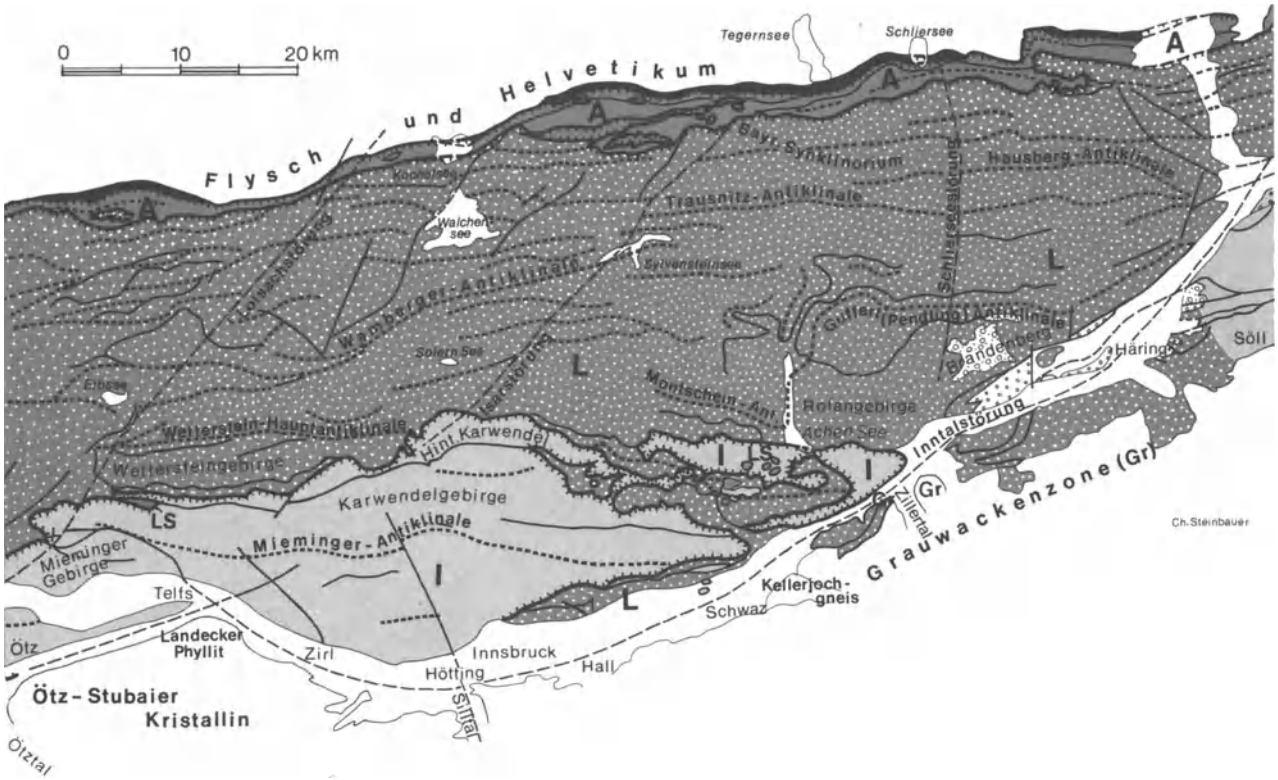


Abb. 51. Tektonische Kartenskizze der Kalkalpen zwischen Rhein und Inn

Allgäudecke (Tiefbajuvarikum), 3. die der Grauwackenzone normal aufruhende *Lechtaldecke* (Hochbajuvarikum) mit ihrem durch Halbfenster gegliederten Stirnrand, ihren Deckschollen und weithin verfolgbaren Faltenzügen, 4. die frei schwimmende, dem Tirolikum angehörende *Inntaldecke* und 5. die Schollen der *Krabachjochdecke,* die als höchstes, am weitesten eingeschobenes Bauelement (Ultradecke) gilt (O. AMPFERER, 1932, 1934b, 1945; A. TOLLMANN, 1971b, 1976c).

Durch das Ausheben der Kalkalpen gegen Westen gewinnt man einen großartigen Einblick in deren tektonische Unterlage. So tritt hier an der Basis der Kalkalpen der Schuppenteppich der südpenninischen Arosazone auf, welcher Graubündener Ophiolithe beinhaltet (H. K. MÜLLER, 1973). Von der Südseite des Rätikon lassen sich ihre Spuren entlang des Kalkalpen-West- und Nordrandes bis in den Raum Hindelang verfolgen. Vor allem im Schollengebiet des Rätikon zeigen sich diese Aroser Gesteine in Fenstern. Neben den subsilvrettiden kalkalpinen Schürflingen der Madrisazone (Mittagspitzserie) verweisen sie auf den weiten Nordschub der Kalkalpen.

Seit E. KRAUS (1949) versucht man, das obgenannte Deckenschema O. AMPFERERs mit Hilfe von Pilzfalten, Beutelmulden etc. im Sinne der gebundenen Tektonik umzudeuten (u. a. P. J. HAMANN & C. W. KOCKEL, 1957; R. HUCKRIEDE & V. JACOBSHAGEN, 1958; D. RICHTER, 1958; W. ZEIL, 1959; V. JACOBSHAGEN, 1961, 1975; B. HÜCKEL & V. JACOBSHAGEN, 1962; A. REUM, 1962; W. ZACHER, 1962). Kein Wunder, daß man sich bemüht sah, das Deckenschema wieder zu stützen und zu bestätigen (E. SPENGLER, 1957; O. REITHOFER, 1957; W. HEISSEL, 1958; P. ENGELS, 1961; H. BERTLE et al., 1970; A. TOLLMANN, 1970a, b, c, 1971b, 1973a, 1976c). Allein aus dem weiten Durchstreichen der einzelnen tektonischen Einheiten ist der großzügige Bau-



plan abzulesen, der die gesamte kalkalpine Schubmasse beherrscht.

Die gegen Norden basal zusehends verschliffene Sedimentplatte der Allgäudecke setzt im Bereich des Großen Walsertales ein und erreicht im Meridian von Hindelang über 20 km Breite. Auf Grund des östlichen Achsenfallens ihrer Strukturen wird sie gegen Osten sprunghaft von der breiten Lechtaldecke überlagert.

Die Lechtaldecke, die im Süden der Phyllitgneiszone, der Landecker Phyllitzone oder der Grauwackenzone anliegt, setzt im Westen mit dem Rätikon ein, erreicht östlich des Arlbergs über 30 km Breite und wird im Mittelabschnitt der Kalkalpen durch den tirolischen Vorstoß stark eingeengt beziehungsweise völlig überwältigt. In der Allgäu- wie in der Lechtaldecke bezeugen Fenster eine bedeutende Überschiebungsweite.

Im Bereich des Flexenpasses beginnt die in ihrer Gesamtheit als Großscholle zu bezeichnende, auf der Lechtaldecke liegende, bis westlich Brixlegg reichende Inntaldecke; ihr ist als höchste Einheit die Krabachjochdecke aufgelagert. Vor ihrem östlichen Auskeilen verliert die Inntaldekke, ähnlich wie an ihrem Westende, wieder an Mächtigkeit und zeigt sich in Schollen zerlegt.

Stirnschuppen der Lechtaldecke und der Inntaldecke verweisen auf zweiphasige Deckenbewegungen. Mit den damit zusammenhängenden Erscheinungen sowie mit den Blattverschiebungen, den Lineamenten und den Folgen eines Querschubes befaßten sich nach H. P. Cornelius und O. Ampferer u. a. C. W. Kockel et al., 1931; P. Schmidt-Thomé, 1954; H. Miller, 1962; O. Reithofer & O. Schmidegg, 1964 und A. Tollmann 1969b, 1970a, 1973a, 1976c.

3.5.3.1.1. Der Rätikon und die Davenna-Gruppe

Der Rätikon bildet in seinem kalkalpinen Anteil ein felsenreiches, vorwiegend aus Dolomit aufgebautes Hochgebirge mit formschönen Gipfeln.

In der mit einem kleinen Gletscher ausgestatteten Scesaplana erreicht er 2965 m Höhe. Südlich des Klostertales liegt in seiner östlichen Fortsetzung die Davennagruppe, das nordwestliche Vorgebirge der kristallinen Verwallgruppe.

Die oberostalpine Sedimentplatte der Lechtaldecke ist im Westteil des behandelten Abschnittes in Schollen geteilt. Es sind vor allem die Heubühl-, die Dreischwestern-, die Fundelkopf-, die Scesaplana-, die Davenna- und die Klostertal-Scholle, die mit einheitlichem Schuppungssinn leicht dachziegelförmig aneinander gereiht sind. Beispielsweise hat die Heubühl-Scholle den halbfensterförmig im Norden unterlagernden Bargella-Flysch über die nördlich vorgelagerte Dreischwestern-Scholle verfrachtet. Die Fundelkopf-Scholle ist bei Einschaltung von Fenstern und Halbfenstern gegen Westen der Heubühl-Scholle aufgeschuppt. Östlich der Fundelkopf-Scholle folgt die Klostertal-Scholle. Sie ist von der erstgenannten Scholle durch das Fenster von Nüziders-Bludenz getrennt, in dem Gesteine der Falknisdecke und der Arosazone auftreten.

Schichtflächengleitungen entlang der gipsreichen Raibler Schichten haben die Schollen des Rätikon vom Untergrund abgeschert; an ihren Trennfugen wurde die zerriebene Arosazone mit ihren Linsen und Lagen aus Ophioliten, Quarziten, Kalken und Brekzien mitgeschleppt und in streifenförmigen Fenstern oder Halbfenstern emporgepreßt. Noch fast 50 km östlich des Kalkalpen-Westrandes tritt das Klesenza-Fenster als Schürflingsfenster der Arosazone auf.

Über die Unterlagerung der Rätikon-Schollen gibt das Kapitel 3.3. Auskunft. Durch die Auflösung der Kalkalpen in Teilschollen gewinnt man einen ausgezeichneten Einblick in den Überschiebungsbau. So zeigt das S-N Profil von unten nach oben Prättigau-Schiefer und Flysch (Nordpenninikum), die Falknis- und Sulzfluhdecke (Mittelpenninikum), Schuppen der Arosazone (Südpenninikum) und kalkalpine Schürflinge. Darüber folgen die oberostalpine Phyllitgneiszone, die Grauwackenzone und die Lechtaldecke, gegen Osten das mittelostalpine Silvrettakristallin mit darunter eingewickelter Madrisazone (Mittagspitzserie).

Bemerkenswert sind im Rätikon auch die Auswirkungen eines Querschubes und die Überkippung von Faltenelementen am Südrand der Kalkalpen.

3.5.3.1.2. Lechquellengebirge, Lechtaler Alpen, Allgäuer Alpen

Das trogförmige, terrassenlose Lechtal trennt die Lechtaler Alpen im Südosten von den Allgäuer Alpen in Nordwesten. Die vielfältigen Karbonatgesteine dieser Gebirgsketten sind steil aufgerichtet; nur wo weiche, leicht verwitternde Sedimente auftreten, liegen gute Weideböden vor. Zahlreiche Gipfel übersteigen Höhen von 2600 m (Rote Wand, 2704 m; Gr. Krottenkogel, 2656 m; Muttekopf, 2777 m), doch auch sie werden von der Parseierspitze (3036 m), dem höchsten Berg der Nördlichen Kalkalpen, überragt.

Tektonisch gesehen, setzt im Großen Walsertal nördlich der Lechtaldecke die Allgäudecke ein, und es schaltet sich zunächst das Partnom-Halbfenster dazwischen, in dem Gesteine des Flysches und der Arosazone auftreten.

Die Allgäudecke ist an ihrem Nordrand bis Hindelang baustilmäßig dem Rätikon ähnlich, wenn auch vorobertriadische Gesteine in der Regel fehlen. Gesteine der Arosazone zeigen sich an Längs- und Queraufwölbungen derart fensterförmig emporgepreßt, daß man daraus das Schwimmen der kalkalpinen Schollen eindeutig ableiten kann. Östlich der auf dem Schürflingsteppich schwimmenden Bärenkopf- und Kanzelwand-Deckscholle tauchen nochmals in zwei Fenstern Gesteine der Arosazone auf.

Wo nördlich Hindelang die Strukturen der Allgäudecke dem Kalkalpen-Nordrand folgen und die Falkenstein-Deckscholle der Lechtaldecke an diesen herantritt, setzt als tiefstes, nördlichstes Element der Kalkalpen die Cenoman-Randschuppe ein. Ihre mittelkretazische Serie ist ähnlich jener der Arosazone, so daß man auf eine sedimentäre Nachbarschaft schließen kann. In zwei Fenstern taucht innerhalb der Cenoman-Randschuppe die Flysch-Helvetikums-Unterlage auf.

Das Synklinorium des Westteiles der Allgäuer Hauptmulde erstreckt sich vom Großwalsertal in das Allgäuer Gebiet hinein. Westlich der in Halbklippen erhalten gebliebenen, nach Norden vorrückenden Lechtaldecke verdichten sich die Strukturen und weisen überfaltete Mulden, gelegentlich auch Pilzsättel auf.

Im Raum zwischen Hindelang und den Vilser Bergen erlangt die Allgäudecke vor Erreichen der gegen Westen ausstreichenden Halbklippen der Lechtaldecke große Breite. Auch hier ist sie in einige Schuppen gegliedert. Die mächtigste Schuppe der Allgäudecke, die Iseler Schuppe, hat beim blockförmigen Vorschub der Kalkalpen Schürflinge aus Kristallinschollen und eine an Glimmerschiefern reiche Brekzie mitgeschleift. Ihr weiter Nordschub auf die vorgelagerte Jochschrofen-Schuppe kommt durch das Hintersteiner Fenster im Osterachtal zum Ausdruck.

Der über der überkippten Jura-Kreide-Serie der Allgäuer Hauptmulde ruhende, gegliederte Überschiebungsrand der Lechtaldecke läßt sich vom Partnom-Flyschhalbfenster bis zum Südrand

des Nesselwängle-Halbfensters südwestlich Reutte verfolgen. Südlich des Großen Walsertales ist von der Hauptmasse der Lechtaldecke (Braunarlspitz-Schuppe) die Wandfluh-Schuppe abgespalten. Gegen Osten bildet die Braunarlspitz-Schuppe die Basis von Deckschollen der Inntal- und Krabachjochdecke.

Während im Westteil des Abschnittes nur kleinere Halbfenster der Allgäudecke in die Lechtaldecke eingreifen, zeigen sich dort, wo die Allgäudecke über 20 km breit wird und sie wegen des östlichen Achsenfallens bis an den Nordrand der Kalkalpen von der Lechtaldecke überlagert wird, tief gegen Osten greifende Halbfenster der Allgäudecke. Es sind von Norden nach Süden das Vilstal-Streifenfenster, das Füssener Jöchl Halbfenster, das Nesselwängle-, das Bärgündele-, das Luitpold- und das Hornbach-Halbfenster. Zwischen den Halbfenstern liegen die Sattelkopf-, die Einstein-, die Gehrenspitz- und die Hochvogel-Halbklippe.

Die 32 km lange Falkenstein-Deckscholle am Nordrand der Kalkalpen wird als Rest der Lechtaldecken-Stirnpartie betrachtet. Die Einstein-Halbklippe der Lechtaldecke ruht mit der sie unterlagernden Vilser Stirnschuppe (Vilser Decke O. AMPFERERs) der von Westen heranstreichenden Schattwalder Mulde der Allgäudecke auf, und auch die im Nesselwängle-Halbfenster gelegene Hahnenkamm-Deckscholle wird noch von dieser Stirnschuppe unterlagert. Die gefaltete und teilweise abgescherte Hauptmasse der Lechtaldecke hat sie überfahren.

Gegen die seit O. AMPFERER postulierte Gliederung in die Allgäu- und Lechtaldecke, somit gegen die 30 km weite Nordüberschiebung der Lechtaldecke am Falkenstein, stellen sich einige Autoren (S. 238). Zuletzt führt V. JACOBSHAGEN (1975) als Hauptgründe gegen diese Gliederung das vermeintliche Auslaufen der Lechtaldekken-Überschiebung in der Allgäuer Hauptmasse nördlich Lech, den geschlossenen Schichtverband des Luitpoldzonen-Bereiches („Scheinserie" A. TOLLMANNs), die Strukturen im Gebiet der Hornbachzone und auch die zum Nordrand der „Lechtaldecke" abbiegenden Strukturen an. Die Halbfenster werden dabei durch multivergente Überschiebungen in Beutelmulden und die Halbklippen und Schollen in Koffer- und Pilzfalten beziehungsweise (relativ) autochthone Klippen umgedeutet.

Südlich des eng gefalteten und in Schuppen zerlegten Nordteiles der Lechtaldecke im Bereich des Ammergebirges folgt ein relativ ungegliederter Mittelteil; erst gegen die Überschiebungsfront der Inntaldecke häufen sich, dem Fernpaß zu, wieder die Strukturen. Eine über den Blindsee streichende Blattverschiebung schneidet sie gegen Osten ab. Die vom Westen her bis zum Fernpaß streichende Burkopf-Schuppe gilt als Hauptschuppe der Lechtaldecke nördlich der Überschiebungsfront der Inntaldekke.

Das Rote Wand-Synklinorium an der Lechtalquelle findet in der von Kreideschiefern erfüllten Spullersee-Synklinale (Klostertaler Alpen) und diese in der Lechtaler Hauptmulde ihre Fortsetzung (siehe Abb. 52). Eine Steilstellung der Schichten charakterisiert den Südrand der Lechtaldecke. Auf dem Synklinorium der Lechtaler Hauptmulde ruhen im Flexenpaßgebiet Deckschollen der Inntaldecke, und zwar die Hasenfluh-, die tiefere Krabachjoch- oder Rüfispitz-Deckscholle und die Fallesin-Deckscholle (siehe Abb. 58, Profil 1). Eine quer verlaufende Schuppenstruktur trennt die Fallesin-Deckscholle von der östlicher gelegenen Grießtalerspitz-Deckscholle. Die am Krabachjoch über der Rüfispitz-Deckscholle liegenden tieferen Triasablagerungen der Krabachjoch-Deckscholle, die Deckschollen des Bergwerkskopfes, des Tagkares und die Larsennscholle sind als Reste einer „Ultradecke", und zwar der Krabachjochdecke O. AMPFERERs, zu betrachten. Aus faziellen Gründen spricht A. TOLLMANN (1976c) von einem Hochtirolikum.

Umdeutungen in Pilzfalten bzw. autochthone Klippen haben u. a. K. KOCH (1958) und H. HUCKRIEDE & V. JACOBSHAGEN (1958) vorgenommen, nachdem sich 1954 C. W. KOCKEL und 1955 M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG gegen den Bestand der Krabachjoch- bzw. Inntaldecke aussprachen. K. KOCHs Aufnahmen stützen aber eher die Allochthonie. Nach R. OBERHAUSER (1970b) erscheint es möglich, daß die Steilstellung am Südrand der Kalkalpen zur Abtrennung der Schollen Anlaß gab.

Eine Fusion Lechtal-Inntaldecke, wie sie R. SCHÖNENBERG (1959), M. SARNTHEIN (1962) und D. BANNERT (1970) annehmen, ist nach A. TOLLMANN (1970a, 1976c) wegen des Aushebens des Ruitelspitz-Hauptdolomites am Westende der Inntaldecken-Hauptmasse nicht zu vertreten. Die 100 km lange, aus Wettersteinkalk und obertriassischen Schichtgliedern aufgebaute Masse ist gegen Norden den Jungschichten der Lechtaldecke aufgeschoben; vielfach unterlagert sie ein aus ihrer Basis stammender, mitgeschleppter Hauptdolomitspan. Südlich der inmitten der Inntaldecke gelegenen Muttekopf-Gosaumulde mit ihren den Nierentaler Schichten nahe stehenden Maastricht-Dan-Sedimenten liegt die Larsenn-Scholle, deren Zugehörigkeit zur Krabachjochdecke i. S. O. AMPFERERs mehrfach bestätigt wurde (Abb. 58, Profil 2).

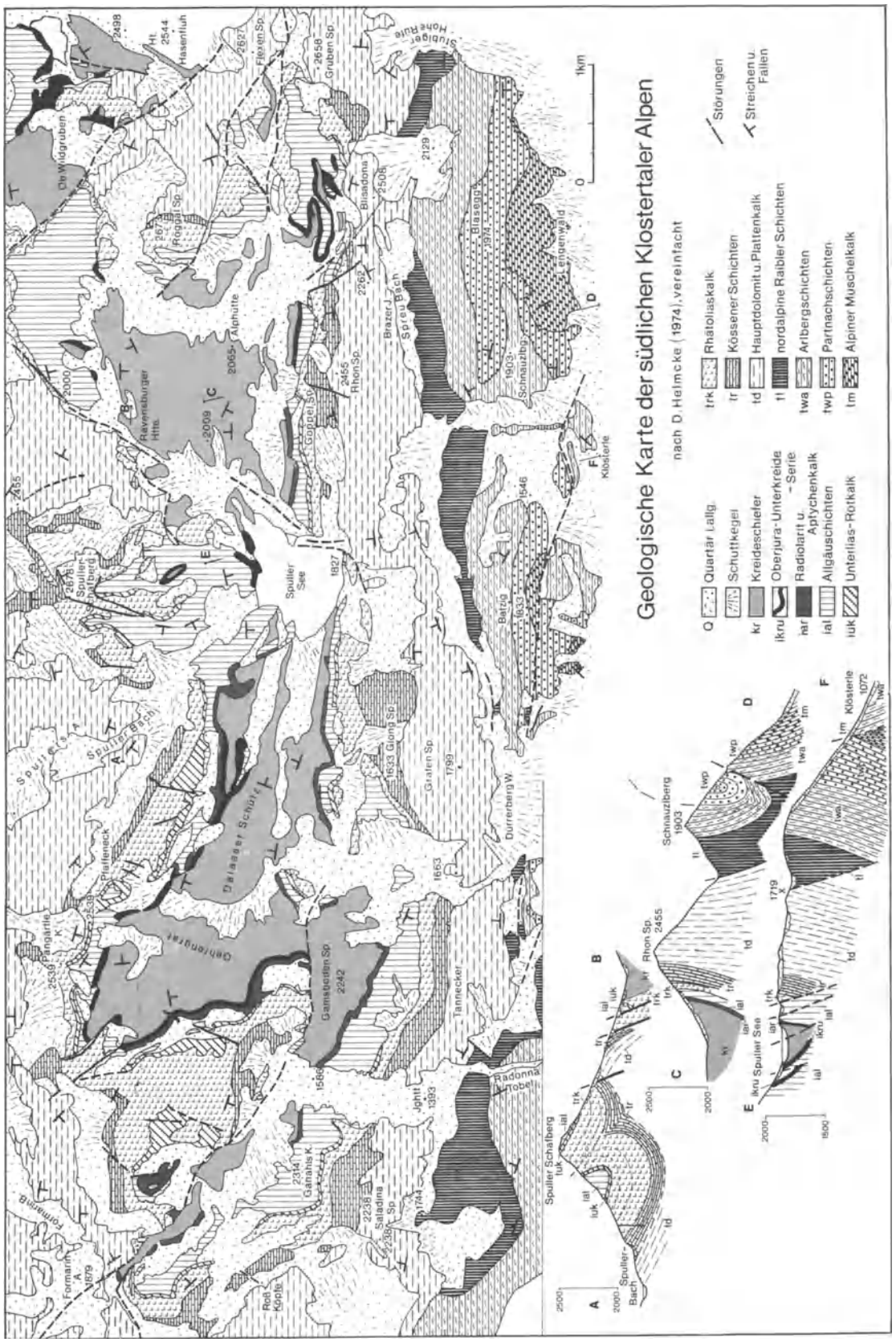


Abb. 52. Ein Beispiel aus dem Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (nach DIETRICH HELMCKE)

In der Südrand-Schuppenzone der Kalkalpen ist an der Basis der Inntaldecke bis gegen Arzl im Pitztal die bis zum Alpinen Verrucano herunter reichende permomesozoische Serie der Lechtaldecke anzunehmen, deren normale Basis die Landecker Phyllitzone bildet.

3.5.3.1.3. Der Abschnitt zwischen dem Fernpaß und dem Inn-Quertal

Das zu den Nordtiroler Kalkalpen zählende Kettengebirge dieses Abschnittes ist durch schroffe Wandfluchten, markante Gipfel und Grate ausgezeichnet. Zwischen ihnen liegen anmutige Landschaften, wie um Garmisch-Partenkirchen, Seefeld oder das Mieminger Gebiet. Den Westteil beherrschen das Zugspitzmassiv (2968 m) und das Wettersteingebirge (Hochwanner, 2746 m), den Mittelteil die Karwendelketten (Birkkarspitze, 2756 m; Ödkarspitze, 2747 m; Bettelkarspitze, 2725 m).

Im jenseits der quergestellten Achensee-Furche gelegenen Ostteil hat man ein zusehends niedrigeres und daher auch weniger hochgebirgsartiges Gebirge, das ebenso gegen Norden wesentlich an Höhe verliert. Nur mehr zum Teil ragen die Gipfel aus der Waldgrenze heraus (Rofan, 2259 m; Hochiß, 2299 m; Hochmutz, 2075 m; Ht. Sonnwendjoch, 1980 m).

Im Vorland der Ammergauer Alpen zeigt sich die Cenoman-Randschuppe ebenfalls lithologisch von den Alb-Cenoman-Mittelturon-Sedimenten der südlicheren Kalkalpenmulden unterschieden. Nach dem Ausheben der Cenoman-Randschuppe im Loisachtalbereich setzt östlich des Ausstriches der im Satellitenbild beobachtbaren Loisachstörung, westlich des Kochelsees, die Schollenreihe der Cenoman-Randschuppe wieder ein. Mit Unterbrechungen läßt sie sich, unabhängig von den spitzwinkelig dazu ausstreichenden Nordrandstrukturen der Allgäudecke, bis zum Innquertal verfolgen. Mit schwankend wenige Kilometer breitem Streifen ruht ihr die in einige Schuppen gegliederte Allgäudecke auf.

Am Stirnrand der Lechtaldecke sind zuerst die im Süden von einem Streifenfenster begrenzten Deckschollen des Teufelstattkopfes und des Hennenkopfes zu nennen. Sie gehören zum invers gelagerten Flügel einer liegenden, basal abgescherten Stirnfalte der Lechtaldecke. Östlich der Loisachstörung folgen Halbklippen des auf den Jungschichten der Allgäudecke liegenden Stirnrandes der Lechtaldecke, dann die gegen Osten greifende Geigerstein-Halbklippe mit dem Eselau-Halbfenster und spiegelbildlich ca. 40 km östlich davon die gegen Westen aushebende, muldenförmige Wendelstein-Halbklippe der Lechtaldecke. Das Wendelstein-Doppelhalbfenster erfaßt Jungschichten der Allgäudecke und eine Stirnschuppe der Lechtaldecke.

Eine Reihe kleinerer, auf den Jungschichten der Allgäudecke liegender Deckschollen markiert den ehemaligen Stirnteil der Lechtaldecke; sie beweisen zusammen mit den genannten Halbklippen und Halbfenstern ihren einige Kilometer weiten Nordschub. Auch die unterschiedliche Ausbildung des Cenomans gibt einen Hinweis hiefür, denn das Cenoman der Lechtaldecke mit seinem Dolomitschutt steht dem exotikareichen Untercenoman der Allgäudecke gegenüber.

Die mittlere Längszone der Lechtaldecke weist z. T. weitreichende, intermittierende Faltenzüge auf, die von NE-SW-streichenden Blattverschiebungen in nördlicher Richtung versetzt werden. So reicht die hochbajuvarische Randmulde, versetzt durch das Loisach- und Kesselbergblatt, vom Alpseegebiet bis in die Geigerstein-Halbklippe. Gegen Osten setzt sie sich in der Wendelstein-Halbklippe als Wendelstein-Antiklinale bis über den Inn fort. Auch Elemente des Bayerischen Synklinoriums lassen sich bis zum Innquertal verfolgen. Der südliche Muldenast des Synklinoriums reicht mit der Wössener Synklinale bis zum Vorstoß der Staufendecke.

Als nächste, südlicher gelegene Hauptstruktur ist die gegen Westen aufgespaltene Warmberger Antiklinale anzuführen, deren Funktion östlich der Isarstörung die Traunsnitz-Antiklinale übernimmt (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1950). In der Zugspitzmasse setzt südlich davon die Wetterstein-(Karwendel-) Synklinale ein; durch ihr achsiales Ostfallen liegt sie zuerst im Muschel- und Wettersteinkalk, dann im Hauptdolomit; im Karwendel nimmt sie schließlich auch Jura und Neokom in sich auf.

Die Thierseer Synklinale reicht vom Sylvensteinsee bis zum Innquertal; die vom Innquertal ausgehende Guffert-Pendling-Antiklinale biegt in die Achenseefurche gegen Süden um und setzt sich in der Mondschein-Antiklinale gegen Westen fort. Ihren Höhepunkt findet die Quereinengung im Achenseegebiet in der westvergenten Überschiebung der Achentaler Schubmasse.

Die von Westen her durch den Achensee streichende Güttenberg-Mulde läßt sich mit der Rofan-(Sonnwend-)Synklinale verbinden; letztere dürfte sich östlich der N-S streichenden Schliersee-Störung in der Brandenberger Synklinale fortsetzen. Der zuerst von F. WÄHNER (1903, 1935) analysierte Bau des Sonnwendgebirges ist durch überkippte, z. T. durchscherte Falten gekennzeichnet; es sind vor- bis tiefmalmische Gleitfalten, weil die als sedimentär zu deutende Hornsteinbrekzie mit ihren hangenden Malmkalken diskordant darüber liegt. Südlich

der Wetterstein-Hauptmulde folgt die Wetterstein-Hauptantiklinale; sie taucht unter die von der Hauptmasse der Inntaldecke überfahrene tiefere Schuppe der Inntaldecke, die Karwendel-Stirnschuppe A. TOLLMANNs, ein. Die ihrem Westteil nördlich vorgelagerte Puitentalzone stellt eine beiderseits zugeschobene Mulde der Lechtaldecke dar und nicht, wie früher angenommen, ein tektonisches Fenster innerhalb der Inntaldecke. Einige Obertrias-Jura-Schürflinge aus der Lechtaldecke ruhen diesem Stirnschuppenteil auf; sie wurden bei der Überschiebung des Inntaldecken-Hauptkörpers aufgeschuppt.

Wie der Westteil der Inntaldecke, so ist auch ihr Ostteil im allgemeinen gut abgrenzbar und läßt sich als eine frei auf dem Südteil der Lechtaldecke schwimmende, riesige Deckscholle erkennen. Die Zurechnung der gegen Norden geschuppten Zunderkopf- und Thaurer Schuppe am Südrand der Inntaldecke zur Lechtaldecke (A. TOLLMANN, 1976c) wird neuerdings angezweifelt; G. HEISSEL (Vortrag 1977) nimmt an, daß sich zwischen den beiden Schuppen und der Grauwackenzone (bzw. dem Quarzphyllit) unter dem Quartär des Inntales noch weitere tektonische Einheiten einschalten.

Nordöstlich Schwaz und östlich Brixlegg wird nach H. PIRKL (1961) und K. F. KUCKELKORN (1964, 1968) die Lechtaldecke durch Triasvorkommen vertreten, die mit Permoskyth-Sedimenten einsetzen.

Der Auffassung, daß die Abtrennung der Inntaldecke durch die Partnachschichten (Beckenfazies) verursacht wurde, welche den Wettersteinkalkkörper dieser Decke im Norden und im Süden begleiten (E. SPENGLER, 1953; P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964; M. SARNTHEIN, 1965, 1967), wird entgegengehalten, daß es nicht nur in der Lechtaldecke nördlich des Hauptkörpers der Inntaldecke und nördlich der „Stirnschuppen" Riff- und Beckenfazies gibt, wie zuletzt J. FRISCH (1968) und E. OTT (1967) aufzeigten, sondern daß Partnachschichten auch innerhalb des Hauptkörpers der Inntaldecke auftreten (O. AMPFERER, Bl. Östl. Karwendel; G. MUTSCHLECHNER, 1954b; E. OTT, 1967; T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1976; G. HEISSEL, 1976, 1978). Es bestehen demnach mehrere Becken-, Riff- und Lagunenbereiche.

Im östlichen Karwendel ist der „Stirnschuppenbereich" der Inntaldecke durch die Erosion schollenförmig aufgelöst, und treten vor der Trennung von der Hauptmasse Fenster und Halbfenster der Lechtaldecke in Erscheinung. Der Inntaldecken-Hauptkörper ist in eine Anzahl von Sätteln und Mulden und in einige nordvergente Schuppen zu gliedern; gegen Osten nimmt die Zahl der Schuppen beträchtlich zu, und es ist noch nicht geklärt, welche der Schuppen der Lechtaldecke oder der Inntaldecke zugehören (G. HEISSEL, Vortrag 1977).

Auf den tieftriadischen Ablagerungen der „Stirnschuppenreihe" des östlichen Karwendel liegen Deckschollen aus Raibler Schichten und Hauptdolomit, die nach A. TOLLMANN (1970a) beim Nordschub des Inntaldecken-Hauptkörpers aus der Unterlage, also aus der Lechtaldecke, mitgeschleppt wurden. Vorher glaubten O. AMPFERER & W. HEISSEL (1950) und E. KRAUTER (1968) für ihre Bringung die Lechtaldeckenschuppe der Rappenspitze verantwortlich machen zu müssen.

Literatur: AMPFERER O. 1921c, 1925, 1930a, b, 1932, 1933, 1934a, b, 1941b, 1945; AMPFERER O. & HEISSEL W. 1950; BANNERT D. 1970; BECHSTÄDT T. & MOSTLER H. 1976; BERTLE H. 1970a; BERTLE H., et al. 1970; BLUMENTHAL M. 1936a, b; BODEN K. 1930; BÖGEL H. 1958, 1960; CORNELIUS H. P. 1922, 1926; CUSTODIS A. & JACOBSHAGEN V. 1965; CUSTODIS A. & SCHMIDT-THOMÈ P. 1939; DIETRICH V. J. 1976; DOERT U. & HELMCKE 1976; ENGELS P. 1961; FISCHER P. 1964; FRISCH W. 1968; GWINNER M. P. 1978; HAHN F. F. 1913, 1914; HAMANN P. J. & KOCKEL C. W. 1957; HANIEL C. A. 1911; HARSCH W. 1968, 1970; HAUSER CH. 1977; HEISSEL G. 1977; HEISSEL W. 1958; HELMCKE D. & THIERBACH J. 1972; HIRSCH F. 1968; HUCKRIEDE R. 1958b; HUCKRIEDE R. & JACOBSHAGEN V. 1958; HÜCKEL B. et al. 1960; JACOBSHAGEN V., 1961, 1975; JACOBSHAGEN V. & OTTE O. 1968; JERZ H. & ULRICH R. 1966; KLEBELSBERG R. v. 1935; KOBEL M. 1972; KOBER L. 1938, 1955; KOCH K. E. 1958, 1966; KOCKEL C. W. 1923, 1953, 1954, 1956; KOCKEL C. W. & RICHTER M. 1924; KOCKEL C. W. et al. 1931, 1936; KRAUS E. 1949, 1951; KRAUTER E. 1968; KUCKELKORN K. 1964, 1968; KUHNERT CH. 1964, 1967a, b; LAMMERER B. 1976; LUTYJ-LUTENKO 1951; MILLER H. 1962, 1963a; MÜLLER K. 1973; MÜLLER-DEILE G. 1940b; MÜLLER-JUNGBLUTH W. 1970; MUTSCHLECHNER G. 1954b; NAGEL K. H. & SCHÜTZ K. J. 1976; NIEDERMAYER J. 1936; OBERHAUSER R. 1963, 1965, 1968, 1970b, 1973b; OTT E. 1967; OTTE O. 1972; OXBURGH E. R. 1968; PFLAUMANN U. & STEPHAN W. 1968; PIRKL H. 1961; POLL K. 1967; REITHOFER O. 1956, 1957; REITHOFER O. & SCHMIDEGG O. 1964; RENATUS L. 1968; REUM A. 1962; RICHTER D. 1957, 1958, 1963; RICHTER M. 1930a, b, 1956, 1958, 1966, 1969; RICHTER M. & SCHÖNENBERG R. 1955; SÄRCHINGER H. 1939; SANDER B. 1941; SARNTHEIN M. 1962, 1965; SCHIDLOWSKI M. 1960, 1961, 1962; SCHMIDEGG O. 1952, 1955; SCHMIDT-THOMÈ P. 1951, 1954, 1964; SCHNEIDER H. J. 1953, 1962; SCHULZ O. 1952; STENGEL-RUDKOWSKI W. 1962; TOLLMANN A. 1969b, 1970a, b, c, 1971b, 1973a, b, 1976a, c, 1977a; VETTERS H. 1937; VIDAL H. 1953; WÄHNER F. 1903, 1935; WENDT J. 1969; WESTRUP J. 1967, 1970; WEYNSCHENK R. 1949; WOPFNER H. 1954; ZACHER W. 1962, 1964, 1966a; ZEIL W. 1954; ZEIL W. & SCHÜTZ K. 1975.

3.5.3.2. Vom Inn-Quertal zu den Weyerer Bögen (Mittelabschnitt)

(siehe Abb. 53 und 58)

In diesem vom Inntal bis zu den Weyerer Bögen reichenden, etwa 100 km langen Abschnitt sind die bajuvarischen Decken durch den Vorstoß des Tirolikums weitgehend eingeengt. Westlich der

Großmulde des Tirolischen Bogens gehört die *Allgäudecke* zum Tiefbajuvarikum, östlich davon die *Ternberger Decke.* Die hochbajuvarische *Lechtaldecke* westlich des Tirolischen Bogens ist der *Reichraminger Decke* östlich davon gegenüberzustellen. Sowohl im Bajuvarikum als auch im nördlichsten Teil des Tirolikums liegt im Mittelabschnitt die Hauptdolomitfazies (Bayerische Fazies) vor. Lediglich im südwestlichen Teil sind im *ganzen* Tirolikum bis in die Mitteltrias reichende bayerische Fazieseinflüsse zu erkennen.

Das Tirolikum des Tirolischen Bogens bildet die *Staufen-Höllengebirgsdecke,* im Ostteil auch die *Totengebirgs-* und *Warscheneckdecke.* Wie am Westrand des Tirolischen Bogens seine Überschiebung über die Lechtaldecke nördlich des Wilden Kaisers allmählich ausklingt, so erlischt an seinem Ostrand mit der Annäherung an die Weyerer Querstruktur spiegelbildlich auch seine Überschiebung über die Reichraminger Decke.

Ausgezeichnete Beweise für den weiten, im Alttertiär erfolgten Vorschub der Kalkalpen über das Ultrahelvetikum und über den Flysch liegen in den Schürflingsfenstern an der Windischgarstener Störung und an der Wolfgangseestörung vor.

In der tirolischen Großmulde liegen die durch ihre charakteristische Fazies gekennzeichneten *Hallstätter Zonen* und *Hallstätter Deckschollen* („Tiefjuvavikum"), das „Hochjuvavikum" mit der bisher zumeist als fernüberschoben betrachteten *Berchtesgadener (Reiteralm) Decke* und mit der in ihrer Stellung noch problematischen, wahrscheinlich weniger weit überschobenen *Dachsteindecke.* Dabei gibt es Zweifel, ob die Berchtesgadener Decke südlich des in Berchtesgadener Fazies entwickelten Tirolikums beheimatet ist (H. Bögel et al., 1975).

Nach J. Nowak (1911), F. F. Hahn (1913) und E. Spengler (ab 1914) sind die Hallstätter Schollen des oberösterreichisch-steirischen Salzkammergutes und des Plassen südlich der Dachsteinkalkentwicklung, also südlich der Dachsteinmasse, beheimatet. Klar überlegen ist die Auffassung E. Haugs (1908), wonach sich das Wurzelgebiet zwischen der Totengebirgs- und der Dachsteindecke befindet (L. Kober, 1911a; W. Medwenitsch, ab 1949; A. Tollmann, ab 1960a; L. Krystyn & W. Schöllnberger, 1972; U. Pistotnik, 1974). E. Haug & M. Lugeon (1904), H. Hölzl (1933), W. Medwenitsch (ab 1949) und A. Tollmann (ab 1960a) nehmen im steirisch-oberösterreichischen Salzkammergut eine Zweiteilung der Hallstätter Decke vor.

In Anlehnung an E. v. Mojsisovics (1903) glaubt man neuerdings wieder an den Bestand mehrerer kanalförmiger Hallstätter Sedimentationsräume zwischen den Absatzbereichen des Hauptdolomites, Dachsteinkalkes und Dachsteinriffkalkes, so im Zlambach-Grundlseegebiet (parautochthone Zlambachschuppe), im Lammertal (?parautochthone Lammermasse), am Gosaukamm, an der Dachstein-Südseite, in der Mandling-Schuppe, im Blühnbachtal (H. Zankl, 1962, 1967; V. Höck & W. Schlager, 1964; W. Schlager, 1967a; A. Tollmann, 1975b, 1976c; R. Lein, 1976). Andererseits hält man an der Fernüberschiebung der Hallstätter Schollen im Hallein-Loferer Gebiet (B. Plöchinger, 1955, 1976, 1977; W. Del-Negro, 1970; H. Pichler, 1963; A. Tollmann, 1976c) fest und bezieht die „Sandlingdecke" (früher „Obere Hallstätter Decke") aus dem Kanal südlich des Dachsteins (A. Tollmann, 1976c).

Gegen den Bestand dieser Sandlingdecke sprechen allerdings nach G. Schäffer (1972, 1973, 1976) und U. Pistotnik (1974) Verzahnungen zwischen der mergelreichen Beckenausbildung der „Zlambachschuppe" und der kalkreichen Schwellenausbildung der „Sandlingdekke". Diese Verzahnungen verweisen nach den genannten Autoren auf Schwellen-Becken-Entwicklungen.

Bei der tektonischen Umgestaltung ist es synsedimentär zu Spaltenfüllungen gekommen; man glaubt, daß in den Hallstätter Becken gegenüber den schnell absinkenden Dachsteinkalk-Plattformen eine sehr langsame Sedimentation stattfand (W. Schlager, 1969). Olisthostrome und Olistholithe mit Sedimenten der Hallstätter- und der Dachsteinkalk-Fazies lassen im Raum des Tirolikums erkennen, daß es im Jura und in der Unterkreide zu Schollengleitungen kam, die von Aufwölbungsbereichen ausgingen. Bei der Eingleitung von Hallstätter Schollen dürfte ein Salzdiapirismus entscheidend mitgewirkt haben. Wegen der bereits erwiesenen intrajurassischen Eingleitung einzelner Hallstätter Schollen beiderseits des Salzach-Quertales wird ab 1974 vom Verfasser die Frage nach einer intrajurassischen Eingleitung der gesamten Hallstätter Masse von Hallein – Berchtesgaden geprüft.

3.5.3.2.1. Vom Inntal bis zum Salzachtal

Dieser Gebirgsabschnitt läßt sich, wie auch sonst in den Kalkalpen, in einen waldreicheren, niedrigeren Nordteil (Geigelstein, 1808 m, Hochgern, 1743 m, Hochstaufen, 1782 m) und einen sich hoch erhebenden Südteil gliedern, dem das Kaisergebirge (2344 m), die Loferer Steinberge (2511 m), die Leoganger Steinberge (2634 m), der Watzmann (2713 m), der Hohe Göll (2522 m), das Steinerne Meer (Selbhorn, 2643 m), das Hagengebirge und der Hochkönig mit seinem Eisfeld (2941 m) angehören. Einge-

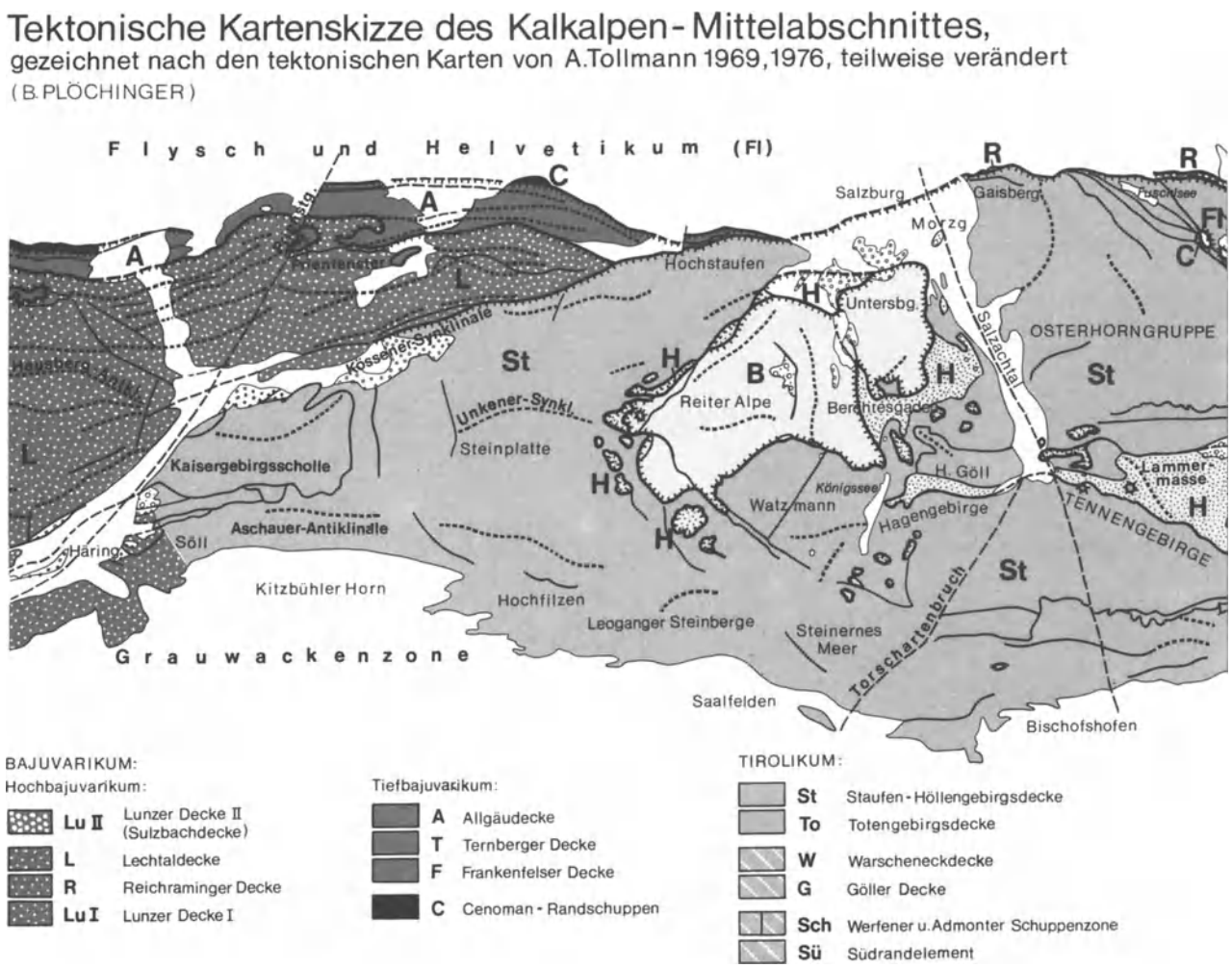


Abb. 53. Tektonische Kartenskizze der Kalkalpen zwischen Inn und Enns

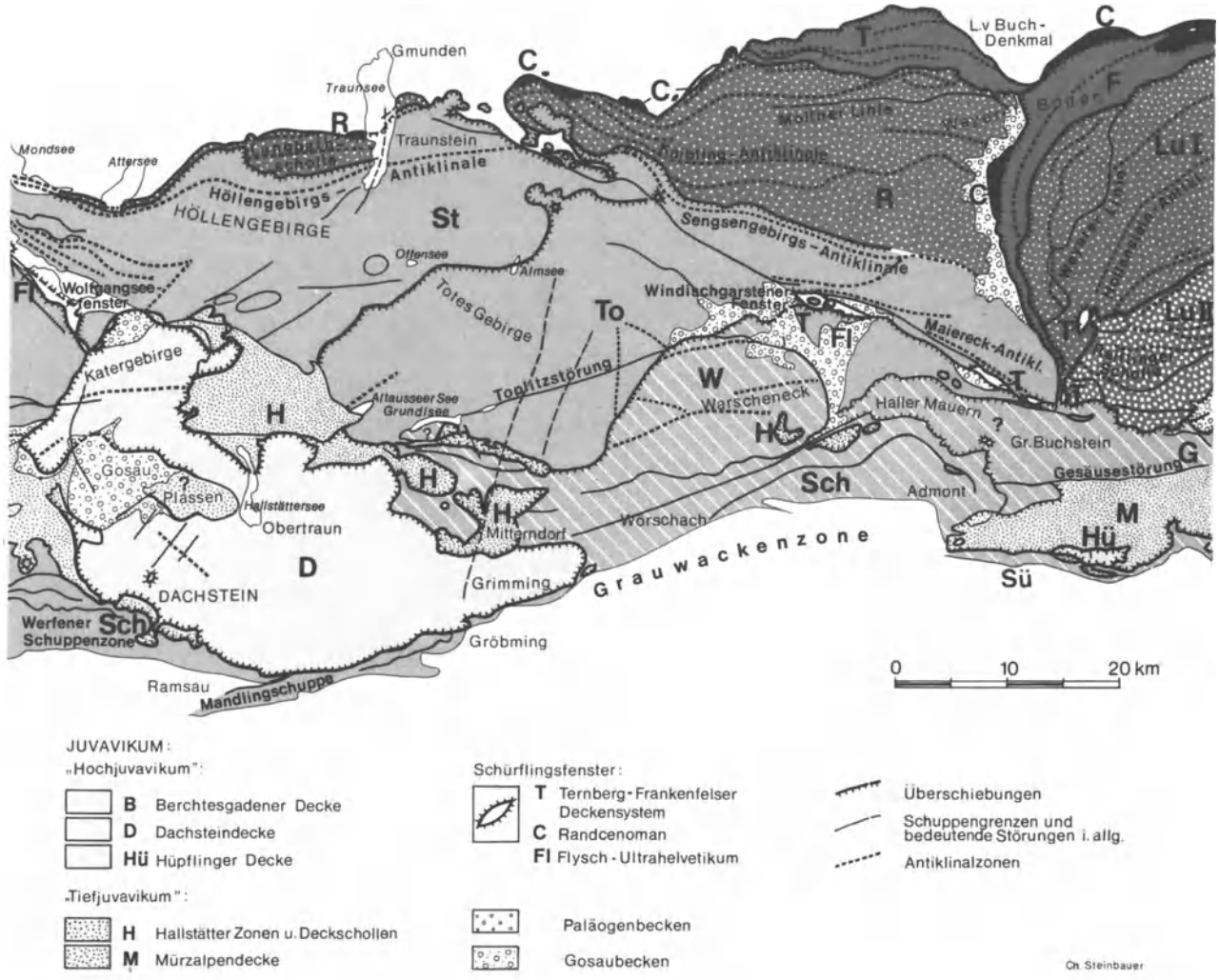
bettet in diesen hohen, südlichen Gebirgsteil liegt südlich von Berchtesgaden der romantische Königsee. Die Plateauberge machen hier den westlicher gelegenen Kettengebirgen Tirols Platz; sie vertreten einen Baustil, der an eine mächtige Dachsteinkalkentwicklung gebunden ist. Beispiele bieten das Steinerne Meer, das Hagen- und Tennengebirge. Im tektonisch vorgezeichneten Salzach-Quertal sägt sich in den Salzachöfen die Salzach tief in das Gestein und trennt das Hagengebirge im Westen vom Tennengebirge im Osten.

Die am Kalkalpenrand liegende Cenomanrandschuppe von Brannenburg findet erst wieder südlich von Bergen auf kurze Strecke ihre östliche Fortsetzung. Gegen Süden folgt die nur wenige Kilometer breite, in drei eng gefaltete Schuppenzonen gegliederte Allgäudecke; die Breite der südlichsten Schuppe läßt sich aus den in der Lechtaldecke gelegenen Fenstern (Prienfenster, Hochplatte-Halbfenster) ableiten. Alle Muldenzonen westlich des Innquertales finden sich östlich davon wieder.

Erst östlich des Inn spaltet sich von der Lechtaldecke die Staufen-Höllengebirgsdecke des Tirolikums ab. Durch die ENE-streichende Front dieser Decke wird die unterlagernde Lechtaldecke immer enger gefaltet und schmäler, so daß sie schließlich am tirolischen Staufen-Vorstoß auskeilt.

Am Saalachufer liegt zwischen Kalkalpen und Flysch lokal eine vermutlich dem Randcenoman zuzuordnende Sandsteinfolge mit auffallenden Schwermineralspektren; R. Oberhauser will diese als Walserberg-Zone noch dem Südpennin-ikum zuordnen (vgl. Abb. 12).

Die innerhalb der Staufen-Höllengebirgsdecke gelegene Kaisergebirgsscholle wurde vorüberge-



hend als fernüberschobene Decke gedeutet (O. Ampferer, 1921b; L. Kober, 1923; W. Heissel, 1951, 1958). Tatsächlich dürfte sie jedoch nur eine emporgepreßte und beiderseits ausgeschuppte, autochthone Scholle des Tirolikums sein (F. F. Hahn, 1913; L. Kober, 1938; E. Spengler, 1956; A. Tollmann 1969c, 1976c). Durch eine nachgosauische, südvergente Bewegung wurden die Gosauablagerungen und durch einen möglicherweise gleichzeitigen nacholigozänen Nordschub auch alttertiäre Ablagerungen überfahren. Strukturell stellt die im Norden von der Kössener Tertiärmulde begleitete Kaisergebirgsscholle eine Mulde mit einer E-W streichenden Hauptsynklinale dar (Abb. 58, Profil 5).

Die durch eine Wettersteinkalkwand markierte, steilstehende Überschiebungsfläche der Staufen-Höllengebirgsdecke verflacht gegen ihren Nordost-Ausstrich. Die nachgosauische Wiederbelebung verursachte eine Stirnschuppenbildung, bei der die Hauptmasse des Staufens unter Stirnbildung über ihre eigenen Basisschichtglieder bewegt wurde. Im Raum zwischen St. Johann und Saalfelden stellen sich innerhalb der Staufen-Höllengebirgsdecke südvergente Schuppungen ein; trotzdem verweisen Basalkonglomerate am Südrand des Tirolikums auf einen transgressiven Kontakt mit der Grauwackenzone.

Die weite Unkener Synklinale, zu deren Kern neben der Jura-Unterkreide-Schichtfolge die Plattenkalke und Oberrhät-Riffkalke der Steinplatte gehören, nimmt im zentralen Teil der Staufen-Höllengebirgsdecke die Masse der Berchtesgadener (Reiteralm) Decke und die diese umrahmenden Hallstätter Deckschollen in sich auf. Dementsprechend verkompliziert sich auch die Tektonik im Tirolikum südlich dieser Masse.

Vielleicht ist die riesige, von Lofer bis zum Salzachtal reichende Berchtesgadener Decke mit den umrahmenden Hallstätter Schollen als Riesenolistholith eingeglitten. Sie besitzt jedoch keine so charakteristische Fazies wie bisher angenommen; am Untersberg liegen Dachsteinkalk in Plattformfazies mit Riffbildungen und Hallstätter Einflüssen vor, im Norden des Lattengebirges Übergänge zu einer dolomitischen Entwicklung. Die Hallstätter Schollen an der Westseite der Reiteralm, die gewiß synsedimentär in das Unterkreidemeer gelangten, haben nach H. BÖGEL et al. (1975) faziell wenig Ähnlichkeit mit der Hallstätter Masse der Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Zone.

Die Fenstergruppe in der „Saalach-Stirnschuppe" A. TOLLMANNs (1969c, 1976c), beziehungsweise „Saalach-Zwischenschuppe" (H. BÖGEL et al., 1975) der Reiteralmmasse läßt erkennen, daß die Hallstätter Schollen nur wenig unter die Berchtesgadener Masse reichen oder vollkommen fehlen. Am Westende befinden sich zwei Fenster und auch an der Ostseite liegen zwei Fenster vor, eines mit Gesteinen der Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Zone (siehe unten) und eines mit tirolischen Gesteinen.

Im Grünbachgraben bei St. Leonhard/Salzachtal ist die Hallstätter Entwicklung tektonisch im Liegenden der Berchtesgadener Decke durch eine schmale, invers liegende Scholle mit Zlambachschichten und Liasmergeln vertreten; ihre tirolische Unterlage bildet eine ebenso überkippte, tithon-neokome Serie. Am östlichen Nordrand zeigt sich die Berchtesgadener Decke nur sehr geringfügig wiederbelebt; die transgressiv aufruhenden Oberkreide-Alttertiär-Sedimente sind ziemlich ungestört.

Zwischen der Roßfeldmulde mit ihren mächtigen neokomen Schrambach- und Roßfeldschichten und dem Untersberg befindet sich die durch Schuppung zweigeteilte Hallstätter Zone von Hallein-Berchtesgaden. Zuerst war man der Meinung, daß das Haselgebirge dieses Salinargebietes auf einen an Ort und Stelle gebildeten Salzstock zurückzuführen sei (E. SEIDL, 1927). Dann nahm man an, daß die haselgebirgsreiche Hallstätter Masse dieser Zone als postneokom fernüberschobene Decke in eine tiefe Muldenzone des Tirolikums gelangte (O. AMPFERER, 1936; W. E. PETRASCHECK, 1947; W. MEDWENITSCH, 1960, 1962; O. SCHAUBERGER in W. MEDWENITSCH, 1960; B. PLÖCHINGER, 1955; H. PICHLER, 1963; W. DEL-NEGRO, 1960, 1968, 1970 und A. TOLLMANN, 1969c, 1976c).

Nach neuen Studien im Halleiner Bereich und nach den Ergebnissen einer Tiefbohrung in der kilometerlangen Hallstätter Scholle südlich St. Leonhard im Salzachtal fand die Platznahme der Hallstätter Masse von Hallein – Berchtesgaden intramalmisch statt, und begannen Scholleneingleitungen im Zuge der jurassischen Transversaltektonik (B. PLÖCHINGER, ab 1974b). Obwohl die Annahme einer diapirischen Aufwölbung in situ für den Bestand der Hallstätter Zone Hallein – Berchtesgaden als einfachste Lösung erschiene, kann es heute als möglich, wenn nicht sogar als wahrscheinlich gelten, daß auch die rund 10 km lange, zusammenhängende Hallstätter Masse von Hallein – Berchtesgaden im Malm einglitt. Dafür sprechen 1. die haselgebirgsreichen allodapischen Einschaltungen in den umhüllenden Oberalmer Schichten dieser Masse, 2. die aus dem Hallstätter Faziesraum stammenden Gerölle in den Basiskonglomeraten der Oberalmer Schichten der Göll-Nordseite und 3. die durch eine Bohrung unter dem Hahnrain und durch Fenster erkannte Juraunterlagerung. Auch die Verhältnisse an den Hallstätter Schollen östlich von Golling scheinen diese Auffassung zu bestätigen (siehe dazu Abb. 58, Profil 8).

Zieht man die Hallstätter Gleitschollen (Olistholithe) mit in Betracht, die im Roßfeldgebiet westlich der Salzach, im Weitenaugebiet östlich der Salzach oder auch in der Unkener Mulde, an der Westseite der Berchtesgadener Masse, den olisthostromführenden höheren Neokomablagerungen aufruhen, so kann man annehmen, daß es phasenhaft zu Eingleitungen von Hallstätter Schollen aus einem durch Salzdiapirismus charakterisierten, untermeerischen Aufwölbungsgebiet kam. Bei Annahme einer eingewurzelten Hallein–Berchtesgadener Hallstätter Zone hätte man die genannten neokomen Olisthostrome und Olistholithe mit dem Diapirismus eines „Halleiner Salzstockes" in Verbindung zu bringen. Das aber steht in Widerspruch zu dem aus dem Süden gebrachten Geröllbestand der Olisthostrome (O. AMPFERER, 1936; H. PICHLER, 1963; W. DEL-NEGRO, 1968 und P. FAUPL, Vortrag 1977).

Die Diskussion, ob im Halleiner Raum *zwei* Hallstätter Decken, eine mergelreiche und eine kalkreiche Decke, vorliegen, wie dies W. MEDWENITSCH (1960, 1963) aus den untertägigen Aufschlüssen des Dürrnberger Salzberges ableiten wollte, oder ob nur *eine* Hallstätter Decke besteht, ist wohl durch die mehrfach zu beobachtende normale Überlagerung der bunten Hallstätter Kalke durch Zlambachmergel zugunsten der zweiten Version abzuschließen.

Die südliche Basis der Roßfeldmulde bildet die wahrscheinlich bereits zur Jungkimmerischen Phase aufgewölbte und durch Querschub etwas gegen Westen verfrachtete Göllmasse. Ihre Riffgesteine weisen gegen Süden deutliche Anklänge einer Hallstätter Entwicklung auf.

Im Westteil des Hagengebirges und im Steinernen Meer sind kleine Deckschollen des Juvavikums vorhanden, von welchen einzelne sicher zur Hallstätter Entwicklung gehören. Alle Schollen sind als Reste des nordwärts verfrachteten Juvavikums zu betrachten.

3.5.3.2.2. Der Abschnitt zwischen dem Salzachtal und dem Ostrand des Dachsteinmassivs mit seinen nördlichen Vorbergen

Liebliche, eiszeitlich geformte Talungen mit Seen (Attersee, Mondsee) treten hier aus den schroffen Bergen der Kalkalpen heraus in die sanft geformten Erhebungen des Flysches im nördlichen Vorland oder liegen innerhalb der Ost-Weststreichenden Kalkalpen (Fuschlsee, Wolfgangsee, Ischltal). Zwischen dem Kalkplateau des Untersberges knapp westlich unseres Abschnittes und der ebenso plateautragenden Gamsfeldmasse im Osten (Gamsfeld 2028 m) treten die in ihrem zentralen Teil flach gelagerten, gut gebankten Gesteine der weiten, almenreichen Osterhorngruppe auf. An ihr sind die Reste einer alttertiären Landoberfläche weit weniger gut zu erkennen als an den Plateaubergen, deren verzweigte Höhlen Zeugnis für eine entsprechende Verkarstung geben.

Zu den Plateaubergen am Südrand der Kalkalpen gehören das Tennengebirge (Bleikogel, 2412 m) und das riesige, verkarstete und gletschertragende Dachsteinmassiv (Hoher Dachstein, 2995 m). Der Riffkalk des Gosaukammes und der Bischofsmütze (2459 m) gehören zu diesem Massiv, das zurecht „Krone der Nördlichen Kalkalpen" genannt wird. Zwischen der höhlenreichen Dachsteinmasse im Süden und der Gamsfeldmasse im Norden ist das Gosaubecken eingesenkt. Die glazial geformten Talungen des Vorderen Gosausees und des Hallstätter Sees verleihen der Landschaft eine unvergleichbare Romantik.

Das Salzach-Quertal entspricht einer bis in die jüngste Zeit wirksamen Querstörung. Staffelförmig senkt sich das Gestein der Osterhorngruppe zu ihm ab, und auch am Salzachdurchbruch ist eine grabenbruchförmige Einsenkung zu beobachten.

Das Tirolikum der Staufen-Höllengebirgsdecke ist in die Scholle des Schafberges, die Scholle der Osterhorngruppe und die Scholle des Hagen-Tennengebirges zu gliedern. Entlang der NW-SE-streichenden Wolfgangseestörung wurde im Zuge des postmitteleozänen Nordschubes des kalkalpinen Deckenstapels die Osterhorn-Scholle (Osterhorn-Tirolikum) auf die Schafberg-Scholle (Schafberg-Tirolikum) aufgeschuppt und dabei die tektonische Unterlage als Fenster emporgeschürft. Das kleinere St. Gilgener Fenster ist ein Mehrfachfenster, das von unten nach oben Sedimente des Ultrahelvetikums, des Flysches und des Randcenomans führt; das größere, einige Kilometer lange, bis 12,5 km südlich des Kalkalpen-Nordrandes gelegene Strobler Fenster ist ein Doppelfenster mit Ultrahelvetikum und Flysch (Kap. 3.4.10.). Gesteine des Randcenomans und des Hochbajuvarikums treten sporadisch an der Basis des Schafberg-Tirolikums entlang des Kalkalpen-Nordrandes auf (Abb. 58, Profil 9a).

Die in enge, z. T. überkippte Falten gelegte Schafberg-Schuppe wurde entlang der Wolfgangseestörung etwas gegen Nordwesten versetzt. Weil die linksseitige Blattverschiebung den Druck nicht vollends abbauen konnte, kam es im Schafberg-Tirolikum nördlich St. Gilgen zu einer den Weyerer Bögen vergleichbaren Eindrehung des Faltensystemes in die N-S-Richtung.

Die bis zu wenige Kilometer weite Aufschuppung der Osterhorn-Schuppe auf die Schafberg-Schuppe erklärt den Faziesgegensatz; während in der tieferen Schuppe jurassische Seichtwassersedimente ausgebildet sind, sind es in der höheren Schuppe Sedimente größerer Meerestiefe.

In der Nördlichen und Mittleren Osterhorngruppe liegen Stockwerkgleitungen vor, die zu weitgehenden Schichtreduktionen und Schichtausfällen zwischen dem Hauptdolomit und den Oberalmer Schichten führten; Schichtwiederholungen sind zum Teil als synsedimentäre Eingleitungen zu deuten.

An der Südseite der Osterhorngruppe sind zur Jungkimmerischen Phase rhätische Riffkalke aufgewölbt worden, sodaß am Nordrand der Aufwölbung Oberalmer Schichten mit Basiskonglomerat diskordant aufruhen. Im nördlicher gelegenen Beckenbereich bildeten sich die kieseligen, an Fluxoturbiditen und Olisthostromen reichen tiefmalmischen Ruhpoldinger- bzw. Tauglbodenschichten. Dort, wo der Südteil der triadischen Aufwölbungszone längs des Südrandbruches der Osterhorngruppe abgesenkt erscheint, nehmen die Unterkreide-Ablagerungen der Weitenaumulde die gipsreiche Hallstätter Deckscholle von Grubach-Grabenwald in sich auf.

Hallstätter Schollen im Südrandbereich des Osterhorn-Tirolikums östlich von Golling, wie etwa die Scholle des Rabensteines und der Kellauwand, kann man als synsedimentäre Gleitschollen in den Malm einbinden. Sie sind den Hallstätter Schollen des Halleiner Bereiches vergleichbar. Auf ihre intramalmische Eingleitung weisen vor allem ca. 70 m mächtige allodapische Kalke vom Typus Tressensteinkalk hin, welche die Kellauwandscholle seitlich ablösen; sie führen Komponenten aus dem Hallstätter Faziesbereich.

Im Bereich des Lammertales liegt die „Lam-

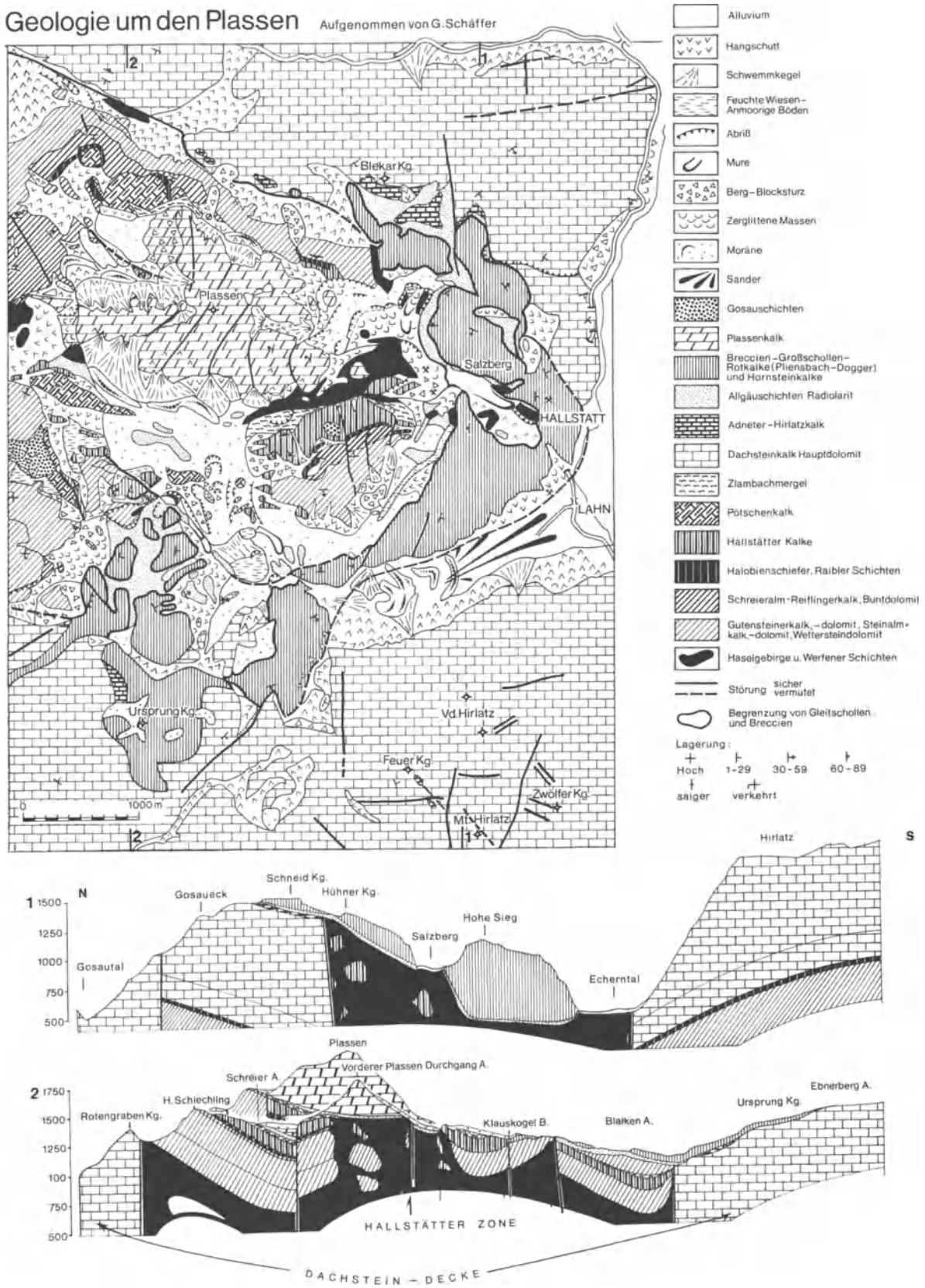


Abb. 54. Ein Beispiel aus dem Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (von GERHARD SCHÄFFER)

mermasse" vor, die nach H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) in eine tiefjuvavische Einheit mit vorwiegend mergelig entwickelten obertriadischen Gesteinen der Hallstätter Fazies (Pedatakalk, Pötschenkalk, Zlambachmergel oder auch bunter Hallstätter Kalk) und eine hochjuvavische Einheit am Gollinger Schwarzenberg mit Gesteinen der Dachsteinkalkfazies gegliedert ist.

A. TOLLMANN faßt diese Einheiten zu einer „Lammer-Vielfazieseinheit" zusammen und rechnet ihr 1969c (Taf. 1) die Torrener Jochzone und die Göllmasse, 1976 lediglich die Torrener Jochzone zu. Nicht leicht zu erklären ist so allerdings die Tatsache, daß nordwestlich und nördlich der Scheffau Hallstätter Schollen der Lammermasse, bestehend aus Haselgebirge, Pötschenkalk und buntem Hallstätter Kalk, dem Wettersteindolomit der Schwarzenbergserie aufruhen.

Die vermittels des Wettersteindolomites nördlich des Vorderen Strubberges zu einer Einheit verbunden scheinende Lammermasse ruht im Süden den jurassischen Strubbergschichten der nordgerichteten Stirn des Tennengebirgs-Tirolikums auf, im Norden dem Osterhorn-Tirolikum. Ihre Platznahme erfolgte nach Ausweis der in den Strubbergbrekzien einsedimentierten Großschollen aus Gesteinen der Lammereinheit in intrajurassischer Zeit (V. HÖCK & W. SCHLAGER, 1964); die genannten Autoren beziehen diese Schollen aus einer autochthonen, nicht vom Süden des Tennengebirges kommenden Lammermasse.

A. TOLLMANN (1976c) hält es für möglich, daß die Lammermasse eine weit nach Norden und Süden überschiebende parautochthone Scholle darstellt und nur kleine Schollen aus buntem Hallstätter Kalk den Transport vom Südrand der Kalkalpen als Teile seiner „Sandlingdecke" mitgemacht haben. Diese Trennung innerhalb der Hallstätter Fazies der Lammermasse ist aber m. E. kaum wahrscheinlich.

Die Annahme einer Einwurzelung der Lammereinheit im Lammerbereich wird vor allem durch die von H. ZANKL (1962, 1967, 1969) beschriebene Hallstätter Entwicklung im Bereich der Torrener Jochzone begründet (V. HÖCK & W. SCHLAGER, 1964, A. TOLLMANN, 1969c, 1976c). Bei Berücksichtigung dieses Umstandes denkt der Verfasser an eine möglicherweise intrajurassische Eingleitung einer sowohl die Gollinger Schwarzenbergmasse als auch die Göllmasse erfassenden Lammereinheit. Es ist dabei auf die südliche Hochschaltung der Göll-Schwarzenbergmasse zu verweisen und auf die Bedeutung, die H. P. CORNELIUS in H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) dem Zustand der Strubbergschichten und den sedimentär zustandegekommenen Brekzien der Strubbergschichten (= Olisthostrom im heutigen Sinne) für die Annahme einer im Süden des Tennengebirges beheimateten Lammermasse beimißt. So gesehen dürfte man allerdings die Schwarzenbergmasse nicht mehr als abgesenkten Südrand der tirolischen Osterhorngruppe betrachten.

Gegen den Kalkalpen-Südrand zeigen pelitische und psammitische Sedimente eine zunehmende Metamorphose an (V. HÖCK & J. M. SCHRAMM, 1975).

Als fragliches Äquivalent der Berchtesgadener Decke gilt die vorwiegend aus Gesteinen der Berchtesgadener Fazies aufgebaute hochalpine Dachsteindecke. Sie ist allseitig tektonisch begrenzt und wurde vorgosauisch, relativ zum tirolischen Untergrund, mindestens 10 km, nachgosauisch nur wenige Kilometer nordwärts bewegt. Den Gosauablagerungen des Ischltales wurden dabei von Süden her die Gosauablagerungen der Gamsfeldmasse (Dachsteindecke) aufgeschoben; gleichzeitig kam es zur Aufschuppung ultrahelvetischer Buntmergel.

Zwischen der Gamsfeld- und der Dachsteinmasse ist das Gosaubecken mit seinen gegen Süden jünger werdenden Gosauablagerungen eingesenkt und z. T. randlich überschoben (S. 234f.).

Die Nachbarschaft der in Hallstätter Fazies entwickelten Schollen des Zwieselalmgebietes zur Hallstätter Entwicklung im Lammertal und die Verknüpfung der Zlambachmergel mit Riff- und Riffhaldensedimenten an der Westseite der Dachsteinmasse (G. ROSENBERG in O. GANSS et al., 1954; H. ZAPFE, 1960, 1962) haben entgegen der Auffassung J. SABATAS (1949) zu einer autochthonen Erklärung geführt (W. SCHLAGER, 1967b). Nachdem man die inverse Stellung der Schollen erkannte, kam wieder ihre Allochthonie ins Gespräch (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN, 1970). Die unter der Dachsteinmasse liegenden Schollen in Hallstätter Fazies deutet R. LEIN (1975) als Schürflinge der Lammermasse.

Die Hallstätter Zone des Plassen wird von E. HAUG (1908) und L. KOBER (1927a) als Fenster unter der Dachsteindecke, von E. SPENGLER (1919a) als Deckscholle auf der Dachsteindecke und von W. SCHLAGER (1967a, b) als autochthon, jung eingeengt, gedeutet. G. SCHÄFFER (1976) erkannte, daß die Hallstätter Zone des oberösterreichischen Salzkammergutes, so auch jene des Plassen, durch eine transgressiv auflagernde sedimentäre Dachsteinkalkbrekzie mit Oberlias-? Dogger-Matrix plombiert ist (siehe dazu Abb. 54). G. SCHÄFFER leitet daraus ab, daß sich die Platznahme intrajurassisch vollzog und sich der Dachsteinkalkschelf ursprünglich nördlich des Hallstätter Sedimentationsraumes

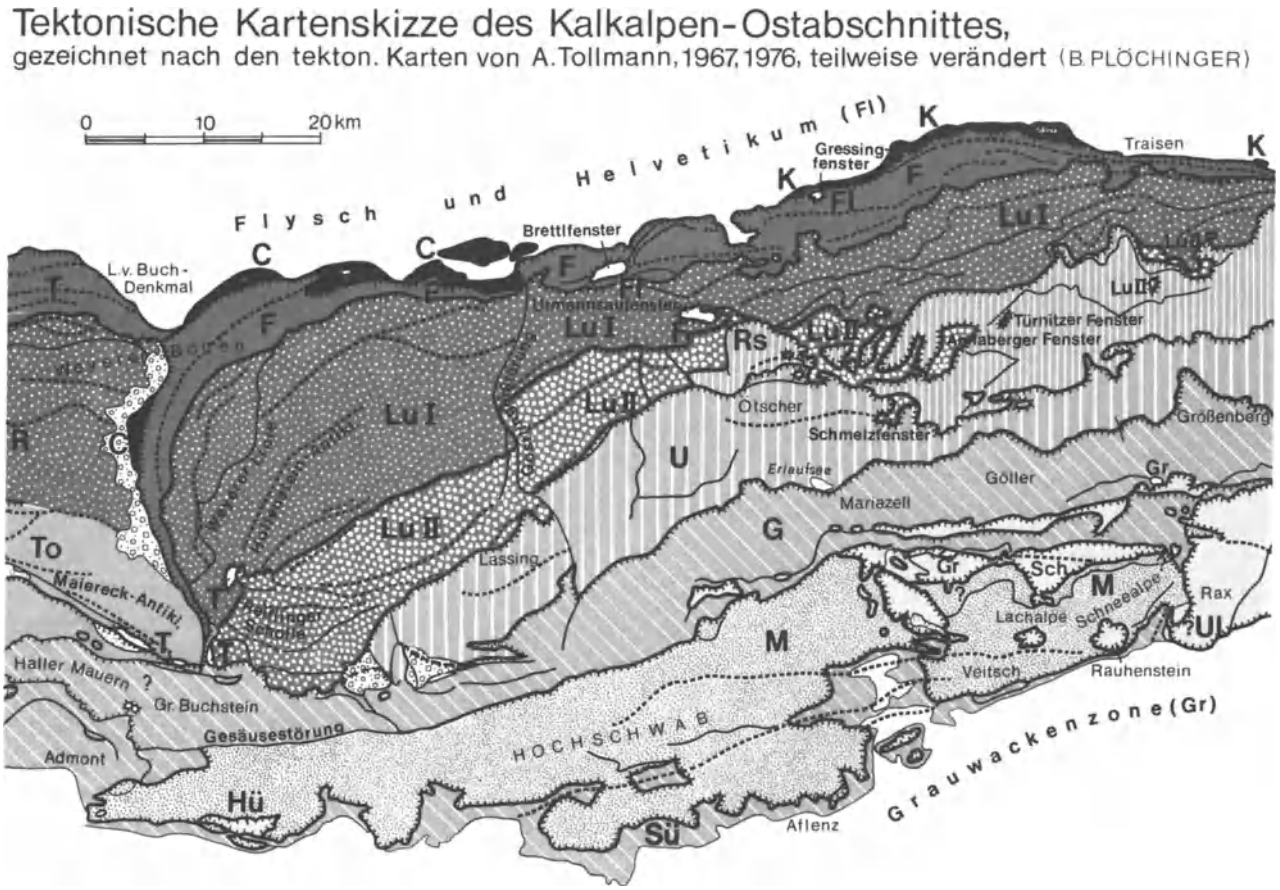


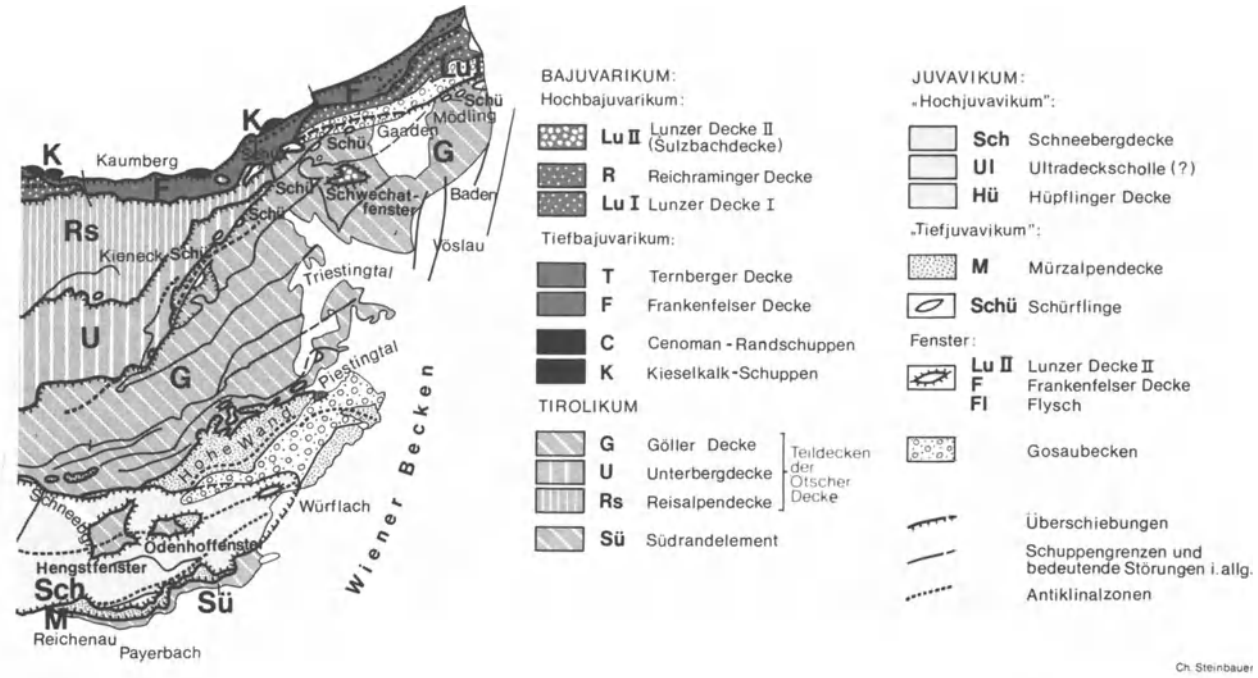
Abb. 55. Tektonische Kartenskizze der Kalkalpen zwischen Enns und Wiener Becken

befand. A. TOLLMANN (1976c) betrachtet entgegen seiner früheren Ansicht die Hallstätter Serien des Plassen und des Rettensteines nunmehr im Sinne SPENGLERs als vom Hallstätter Südkanal südlich des Dachsteins stammende Schollen, und zwar als Schollen seiner Sandlingdecke; ein Südkanal ist auf Grund der Schreyeralmkalke des Dachsteinmassen-Südrandes anzunehmen.

Die Werfener Schuppenzone liegt unter den hochalpinen Massen des Dachsteins, des Tennen- und des Hagengebirges und über der Grauwackenzone. Im allgemeinen nimmt man in ihr Tirolikum an, nur H. GRUBINGER (1953) vermutet hier noch mit R. STAUB und L. KOBER Bajuvarikum. Wegen der Hallstätter Faziesanklänge in der Werfener Schuppenzone und in der innerhalb der Grauwackenzone steckenden Mandling-Schuppe glaubt man heute Anhaltspunkte für einen Hallstätter Mittelkanal zu haben (R. LEIN, 1976, A. TOLLMANN, 1976c). Voraussetzung dafür ist allerdings der darüber hinweggehende Fernschub der Dachsteindecke. Nach F. TRAUTH (ab 1927) weist das Werfener Schuppenland eine nachgosauisch erfolgte, südvergente Schuppung („Hochgebirgsüberschiebung") auf. R. ROSSNER (1972) deutet die Schuppung dieser Zone im wesentlichen als nordvergente Tauchschuppenbildung.

3.5.3.2.3. Von der Linie Trauntal-Attersee zu den Weyerer Bögen

Östlich des Kalkplateaus der Gamsfeldmasse und nördlich der gegen Osten, am Grimming (2351 m) spitzwinkelig aushebenden Dachsteinmasse breitet sich im oberösterreichisch-steirischen Salzkammergut, zwischen Bad Ischl, Bad Aussee und Mitterndorf, eine gesteinsmäßig bedingte, sanft geformte Landschaft mit einem sehr wechselvollen Relief aus. Gegen Nordosten wird sie vom weiträumigen, plateautragenden und verkarsteten Toten Gebirge (Gr. Priel, 2515 m) und dem Warscheneck (2389 m) als dessen Trabant abgelöst. Östlich der Furche des Pyhrnpasses schließen mit steiler Nordfront die Haller Mauern (Gr. Pyhrgas, 2244 m) an. Erheblich niedriger sind die nördlicher gelegenen, bewaldeten Bergketten, aus welchen das Höllengebirge (1862 m), der am Ostufer des Traunsees gelegene Traunstein (1691 m), die Krems- und Falkenmauer und das Sengsengebirge (Hohe Nock,



1963 m) felsig herausragen. Letzteres begrenzt die anmutige Talung von Windischgarsten gegen Norden. Mehr oder minder parallel laufende Talfurchen mit meist niedrigen Sätteln reichen von hier bis in die Gegend südlich von St. Gallen in der Steiermark, wo auch die große Querstruktur der Nördlichen Kalkalpen an den mächtigen, Ost-West-streichenden Karbonatgesteinsmassen der Gesäuseberge ihr südliches Ende findet. Es handelt sich um die Querstruktur der Weyerer Bögen, in welchen die voralpinen Ketten aus ihrer Längsrichtung gegen Süden einschwenken.

Die Gesteine der Ischl-Ausseer Hallstätter Zone tauchen klar unter die zur Dachsteindecke gehörende Gamsfeldmasse ein; am Ostteil der Dachsteindecke ist ihr Kontakt unterschiedlich. Entgegen der Auffassung E. SPENGLERs gilt heute die Zone von Goisern-Aussee bei allen Autoren als nördlich der Dachsteindecke beheimatet. Man zählt sie zum „Hallstätter Nordkanal" und stellt sie einem südlich der Dachsteinmasse angenommenen „Hallstätter Südkanal" gegenüber.

Die Hallstätter Masse im steirisch-oberösterreichischen Salzkammergut verläuft quer zu den Strukturen des Tirolikums, regional gesehen jedoch ziemlich parallel zur Front der Dachsteinmasse und zur WNW-ESE streichenden Ostbegrenzung des Tirolischen Bogens. Die Hallstätter Ausbildung läßt sich in eine mergelreiche Serie (Untere Hallstätter Decke bzw. Zlambachschuppe) und eine kalkreiche Serie (Obere Hallstätter Decke bzw. Sandlingdecke) gliedern, wobei der Faziesgegensatz im Ischl-Ausseer Gebiet von einzelnen Autoren durch den ehemaligen Bestand von Becken- und Schwellenbereichen erklärt wird (S. 226). Die mergelreiche Serie hat bis inklusive Karn eine der Lunzer Fazies ähnliche Ausbildung, darüber Pötschenkalk, Pedatakalk, Zlambachschichten und Liasablagerungen, die kalkreiche Serie mitteltriadischen Schreyeralmkalk und obertriadische Hallstätter Kalke. Malm liegt transgressiv darüber.

Entgegen älteren Auffassungen ist nach der Neuaufnahme des Verfassers im Bereich Nussensee-Wildenstein, nördlich der Dachsteindeckenfront, nur mehr eine kleine Hallstätter Scholle vorhanden. Östlich der Raschbergscholle und der namengebenden Sandlingscholle vertreten nach

A. TOLLMANN (1976c) die Röthelstein- und die Mitterndorfer Deckscholle die Sandlingdecke.

Den Ostteil des weit nach Norden vorspringenden Tirolikums bilden die Staufen-Höllengebirgsdecke mit ihrer schönen Stirneinrollung, die Totengebirgsdecke und die Warscheneckdecke. Diesem Vorstoß gemäß ist das Bajuvarikum weitgehend überdeckt. Die Cenomanrandschuppe fehlt auf weite Erstreckung und tritt erst wieder östlich des Nordwestendes der Windischgarstener Störung bei Grünau in schmalen Streifen auf. Auch das Tiefbajuvarikum setzt erst wieder östlich Kirchdorf/Krems, und zwar als Ternberger Decke, ein und erlangt gegen die Weyerer Bögen bis zu wenige Kilometer Breite. Das Hochbajuvarikum liegt südwestlich Gmunden in einer ca. 10 km langen erosiven Ausnehmung der Höllengebirgsdecke, in der Langbathzone, vor. Durch die Traunstein-Blattverschiebung zeigt sie sich in der Zirler Schuppe etwas gegen Nord versetzt. Dieser ist am Traunstein die tirolische Liegendfalte aufgeschoben. Zwischen der Windischgarstener Störung und den Weyerer Bögen, also östlich des tirolischen Vorstoßes, nimmt das Hochbajuvarikum als Reichraminger Decke den größten Teil der Kalkalpenbreite ein. Die Grenze Ternberger Decke – Reichraminger Decke ist durch die Losensteiner Mittelkreide-Mulde markiert.

Die tirolische Warscheneckdecke reicht vom Grundlsee bis zum Pyhrnpaß. Ihre an Internstrukturen arme Karbonatgesteinsmasse ist durch eine Bewegungsfläche von den vorwiegend schiefrig-linsig ausgebildeten, in sich verschuppten, permischen bis mitteltriadischen Sockelgesteinen der Admonter Schuppenzone getrennt. Diese ist als ein Äquivalent der Werfen-St. Martiner Schuppenzone zu nehmen.

Im Windischgarstener Gebiet befindet sich die verschuppte Basis nicht nur der Karbonatgesteinsmasse des Warschenecks, sondern auch jene der Haller Mauern. Diese Haller Mauern können als Bindeglied zwischen der Warscheneckdecke im Westen und der Göller Decke im Osten gesehen werden (P. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968). Für diese Version sprechen die Verbindungsmöglichkeit der Gesäuseberge mit der Ötscher Decke bzw. Göller Teildecke am Südrand des Gamser Beckens (E. SPENGLER, 1959; H. KOLLMANN, 1964a) und die Deutung des Himbeersteinbereiches östlich Admont als abgesunkener Teil der Gesäuseberge (E. SPENGLER, 1959; K. H. BÜCHNER, 1974). Ihr entgegen steht die Deutung dieses Bereiches als Halbfenster einer bis in die Haller Mauern reichenden Mürzalpendecke (L. KOBER, 1938; O. AMPFERER, 1926; E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1962); A. TOLLMANN (1976c) stützt sich dabei vor allem auf Obertrias-Juraspäne im Liegenden der Karbonatgesteinsmasse; Herkunft und Bildungsalter dieser Späne wären noch zu prüfen.

Die Wurzener Haselgebirgs-Scholle und die Bosruck-Scholle werden übereinstimmend als juvavisch betrachtet.

Die vom Nordrand der Kalkalpen ausgehende, gegen ESE streichende Windischgarstener Störung, deren Nordwestteil unter der Bezeichnung „Teichlstörung" bekannt ist, verläuft zuerst im Bereich der tirolischen Höllengebirgsdecke bis gegen Windischgarsten, dann entlang der Nordrandschuppenzone der Haller Mauern bis St. Gallen. Längs dieser Störung finden sich das Grünauer Flyschhalbfenster, das Steyerlingfenster, das Windischgarstener Doppelfenster mit Flysch und Tiefbajuvarikum und, weiter gegen Ostsüdost, noch Fenster des Tiefbajuvarikums und der Cenomanrandschuppe. Sie wurden durch die nordvergente Aufschuppung des Störungs-Südflügels gebildet. Das von S. PREY detailliert aufgenommene Windischgarstener Fenster liegt 25 km südlich des Kalkalpen-Nordrandes; die südlichsten an die Störung geknüpften Fenster liegen ca. 30 km südlich dieses Nordrandes. Alle Fenstergesteine entstammen einem beim Kalkalpen-Nordschub liegen gebliebenen Reibungsteppich, von dem Teile beim blockförmigen alttertiären Nordschub der Kalkalpen herausgeschuppt wurden (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968). Die Anlage der Weyerer Bögen erfolgte sicherlich gleichzeitig (siehe Abb. 58, Profil 10a).

Nördlich der Windischgarstener Störung entwickelt sich aus der Durchscherung der Stirnfalte der gegen Norden überschlagenen Sengsengebirgs-Antiklinale gegen Westen die tirolische Staufen-Höllengebirgsdecke mit ihrer NNE-vergenten Überschiebung am Ostrand des Tirolischen Bogens. In der nördlich vorgelagerten Reichraminger Decke (Hochbajuvarikum) wird die an Wettersteinkalk reiche Nordtiroler Fazies der Staufen-Höllengebirgsdecke von der Lunzer Fazies abgelöst. Bei Annäherung an die Weyerer Bögen von Westen her biegen die südlicheren Strukturen der Reichraminger Decke in die Südost-Richtung um, und legt sich der Laussa-Großreiflinger Gosaustreifen transgressiv quer über den gesamten Kalkalpenraum.

In den Weyerer Bögen und östlich davon finden sich alle Decken, Schuppen und Falten des Westflügels wieder, nur ihre Namen sind, ausgenommen die Bezeichnung „Cenoman-Randschuppe", verändert. Der Ternberger Decke im Westen entspricht hier im Osten die Frankenfelser Decke und der Reichraminger Decke im Westen die Lunzer Decke im Osten. Die Cenoman-Randschuppe und die ihr aufruhende Frankenfelser Decke sind gegen Nordwesten dem

Laussa-Großraminger Gosaustreifen aufgeschoben.

Literatur: ABERER F. 1951; AMPFERER O. 1921b, 1926, 1933, 1935, 1936; BARTH W. 1968; BAUBERGER W. 1963; BAUER F. 1953; BODEN K. 1930; BÖGEL H. 1971; BÖGEL H. et al. 1975; BÖGEL H. & SCHMIDT K. 1976; BRINKMANN R. 1936; BÜCHNER K. H. 1974; CLAR E. 1965; CORNELIUS H. P. & PLÖCHINGER B. 1952; DEL-NEGRO W. 1950, 1958, 1968, 1970, 1972, 1977; DHEIN A. 1944; DIERSCHE V. 1973; ERHARDT W. D. 1931; FERNECK F. A. 1962; FISCHER A. G. 1965; FRASL G. et al. 1975; GANSS O. et al. 1954; GATTINGER T. E. 1953; GRUBINGER H. 1953; GWINNER M. P. 1978; HAHN F. F. 1913; HAMEDANI A. 1976; HAUG E. 1908; HAUG E. & LUGEON M. 1904; HEISSEL W. 1951, 1953, 1955, 1958; HÖCK V. & SCHLAGER W. 1964; HÖCK V. & SCHRAMM J. M. 1975; HÖLZL K. 1933; JAKSCH K. 1964; KIRCHMAYER M. 1957; KLAUS-GOTTSCHLING H. 1969; KOBER L. 1911b, 1927a, 1938, 1955; KOLLMANN H. 1964a, 1968a; KRISTAN-TOLLMANN E. & TOLLMANN A. 1962; KRYSTYN L. et al. 1971a; KRYSTYN L. & SCHÖLLNBERGER W. 1972; KÜHNEL J. 1925, 1929; LEIN R. 1976; LEISCHNER W. 1959b; MEDWENITSCH W. 1949, 1958, 1960, 1962a, 1963a, b; MOJSISOVICS E. v. 1903, 1905; NOWAK J. 1911; OBERHAUSER R. 1968; OSBERGER R. 1952; OSSWALD K. 1928, 1951; PETRASCHECK W. E. 1947, 1949; PIA J. 1943; PICHLER H. 1963; PISTOTNIK U. 1975; PLÖCHINGER B. 1953a, 1955, 1963a, 1968, 1971, 1973, 1974b, 1975, 1976, 1977; PLÖCHINGER B. & PREY S. 1968; PREY S. 1953a, b, 1964b; PREY S. et al. 1959; ROSENBERG G. 1955a, b; ROSSNER R. 1972; SABATA J. 1949; SCHADLER J. 1949; SCHÄFFER G. 1972, 1976; SCHLAGER M. 1930, 1956, 1960; SCHLAGER M. & SCHLAGER W. 1970; SCHLAGER W. 1966, 1967a, b, 1969; SCHLAGER W. & SCHÖLLNBERGER W. 1975; SCHÖLLNBERGER W. 1974; SCHOTTLER W. 1934; SCHRAMM J. M. 1975; SCHULZ O. 1952; SEIDL E. 1927; SPENGLER E. 1911, 1919a, b, 1920a b, 1924, 1953, 1956, 1957, 1959; SPENGLER E. in SCHAFFER F. X. 1951; THURNER A. 1962; TOLLMANN A. 1960a, b, 1963a, d, 1969a, b, 1973b, 1975b, 1976c, 1977b; TOLLMANN A. & KRISTAN-TOLLMANN E. 1970; TRAUTH F. 1916, 1937; VETTERS H. 1937; VORTISCH W. 1937, 1950, 1955, 1960; WEBER F. 1960; ZANKL H. 1962, 1967, 1969; ZAPFE H. 1960, 1962.

3.5.3.3. Von den Weyerer Bögen zum Wiener Becken (Ostabschnitt)

(siehe Abb. 55 und 58)

Wie in den vorhergegangenen Abschnitten der Nördlichen Kalkalpen so kann man auch in diesem Ostabschnitt einen nördlicher gelegenen, orographisch niedrigeren, voralpinen Teil und einen südlicher gelegenen, höheren, hochalpinen Teil unterscheiden. In der südlichen Reihe stehen vorwiegend Plateauberge, wie die Gesäuseberge (Hochtor, 2369 m), die sich durch das im Gesäuse schluchtförmig eingeschnittene Tal der Enns geteilt zeigen, der Hochschwab (2277 m), die Veitschalpe (2061 m) und die Hohe Wand (1132 m). Nördlich davon liegen im Bereich zwischen dem Hochkar (1808 m), Dürrenstein (1878 m) und Ötscher (1893 m) einige niedrigere, almentragende Plateauberge mit einer zum Teil felsbildenden Nordfront. Es sind Erhebungen, die im Gipfelbereich und in den nordseitigen Tälern glazial überformt wurden.

Durch das nördlich vorgelagerte, waldreiche Kalkgebirge streben in gewundenem Lauf vor allem die Flüsse Enns, Ybbs und Erlauf in tief eingeschnittenen Tälern dem nördlichen Vorland und somit der Donau zu. Bei Annäherung an den Ostalpenrand erfolgt die Entwässerung des Kalkalpengebietes durch die Flüsse Schwechat, Triesting und Piesting in einer zum Teil bogenförmig gegen Süden ausholenden östlichen Richtung. Deutlich kommt in der Morphologie die gegen den Alpenostrand zunehmende tektonische Komplikation zum Ausdruck.

Die Abnahme der Höhen gegen das Wiener Becken, der deutlich in Erscheinung tretende Abbruch zum Wiener Becken und nicht zuletzt das pannonisch beeinflußte Klima geben dem Wienerwald sein reizvolles Gepräge.

Die grundlegende Gliederung dieses zwischen den Weyerer Bögen und dem Alpenostrand gelegenen Abschnittes gab L. KOBER (1912) mit der auch stratigraphisch-faziell begründeten Unterscheidung der folgenden voralpinen Einheiten: Frankenfelser Decke (Tiefbajuvarikum), Lunzer Decke (Hochbajuvarikum), Ötscher Decke (Tirolikum). In den Kleinen Karpaten wird das Krížna Deckensystem einerseits auf Grund seiner Triasentwicklung mit dem unterostalpinen Deckensystem der Ostalpen (A. TOLLMANN, 1969) verglichen, andererseits wegen seiner jüngeren Schichtglieder mit der Frankenfelser Decke (M. MAHEL, 1963; S. PREY, 1965a). Das Choč-Strážov-System entspräche den (höheren) kalkvoralpinen Decken (vgl. G. WESSELY, 1975).

Die in schmale nordvergente Falten gelegte *Frankenfelser Decke* reicht vom Ostalpenrand bis zu den Wurzeln der Weyerer Bögen. Ihre in der Obertrias der Lunzer Fazies nahe stehende Schichtfolge erfaßt Oberkarn bis Cenoman. Von ihrem Stirnteil ist als tiefstes, basal weitgehend abgeschertes kalkalpines Element die Kieselkalkzone beziehungsweise auch die Cenoman-Randschuppe abgespalten. Fenster verweisen auf die Überschiebung der Frankenfelser Decke auf Flysch und Helvetikum.

Die schon bedeutend mächtigere und breitere *Lunzer Decke* zeigt ruhige, lange Faltenzüge und eine Serie, die von der Mitteltrias über die in Lunzer Fazies entwickelte Obertrias bis in das Cenoman-Unterturon reicht.

Die Teilung der Lunzer Decke in eine *Lunzer Decke* im Norden und eine *Sulzbachdecke* im Süden (A. TOLLMANN, 1966, 1967a) fußt auf einer längeren Vorgeschichte (F. TRAUTH, 1937, A. RUTTNER, 1949). E. SPENGLER (1959) nannte die südliche Schuppe „Sulzbachschuppe" und stellte sie der „Nördlichen Schuppe der Lunzer Decke" gegenüber. Nach A. RUTTNER (mündliche Mitteilung) sollte man aus faziellen und tek-

tonischen Gründen die Sulzbachdecke im Sinne A. TOLLMANNS 1967a (non 1976c) im Verband des Hochbajuvarikums belassen und nicht in das Tirolikum stellen. Man sollte die beiden Decken entsprechend der Gliederung der Ötscher Decke (siehe unten) als Teildecken der Lunzer Decke betrachten. Wegen der Zusammengehörigkeit der Einheiten verwendete A. RUTTNER (1968) für die nördliche Einheit die Bezeichnung „Lunzer Decke I", für die südliche Einheit die Bezeichnung „Lunzer Decke II", und nannte P. STEINER (1965) die nördliche Einheit „Opponitzer Teildecke" und die südliche „Göstlinger Teildecke".

Die Bezeichnung „Göstlinger Teildecke" ist nach A. RUTTNER (mündliche Mitteilung) deshalb unzweckmäßig, weil Göstling in der tektonisch noch problematischen Göstlinger Schuppenzone liegt. Es ist aber auch die obgenannte Gliederung in eine Lunzer Decke im Norden und eine Sulzbachdecke im Süden – wenn auch im Sinne von Teildecken – unschön, weil der namensgebende Ort Lunz danach nicht in der Lunzer Decke sondern in der Sulzbachdecke liegt. Aus diesen Gründen werden als Bezeichnung der nördlichen Teildecke „Lunzer Dekke I", für die südliche „Lunzer Decke II" oder vielleicht besser die Bezeichnungen „Opponitzer Decke" für die nördliche Teildecke und „Sulzbachdecke" für die südliche Teildecke vorgeschlagen.

Die Lunzer Teildecke II (Sulzbachdecke) bildet in ihrem Ostteil eine verkehrt liegende Serie. Sie ist aus der Abscherung des invers liegenden Mittelschenkels einer riesigen liegenden Falte, und zwar aus deren überschlagenem Synklinal-Südflügel, hervorgegangen (Abb. 57).

Durch die Abscherung des Hangendschenkels dieser Falte entwickelte sich die *Reisalpendecke* als tiefste Teildecke der *Ötscher Decke.* Als höhere Teildecken der Ötscher Decke sind die *Unterbergdecke* und die *Göller Decke* anzuführen. Wollte man mit A. TOLLMANN (1976) die Peilsteinschuppe zusammen mit der Waxeneckschuppe von der Göller Teildecke als *Peilsteindecke* abgliedern, sind es vier Teildecken der Ötscher Decke, die im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen das Tirolikum vertreten. Obwohl sich mit der Einschaltung einer bei Gutenstein beginnenden und östlich Sparbach endenden Peilsteindecke z. B. die Muggendorf-Hohenwart-Deckscholle nördlich von Pernitz gut erklären ließe, bleiben in bezug auf die Existenz dieser Decke noch Fragen offen. Es wird angezweifelt, daß der durch das Pernitzer Dolomitgebiet verlaufenden Schuppenlinie die Bedeutung einer Deckengrenze zukommt (H. SUMMESBERGER, 1976c); siehe dazu Abb. 58, Profil 12.

An den Überschiebungsflächen der östlich des Meridians von Kaumberg in die Nordostrichtung abbiegenden Reisalpendecke, Unterbergdecke und Peilsteinschuppe (Peilsteindecke sensu TOLLMANN), treten Schürflinge auf, die aus dem Tiefbajuvarikum und möglicherweise auch aus der Pienidischen Klippenzone stammen. Sie belegen die weite, blockförmige Nordverfrachtung der Kalkalpen und die relativ geringe Überschiebungsweite der genannten Decken beziehungsweise Schuppen.

Südlich der Linie Hernstein – Puchberg – Mariazell liegt im großen gesehen das Verbreitungsgebiet der hochalpinen oder juvavischen Decken der östlichen Nordkalkalpen, die *Mürzalpendekke,* welcher die Hohe Wand Decke angegliedert werden kann, und die ihr deckschollenartig aufruhende, in Riffkalkfazies entwickelte *Schneebergdecke.* Die Mürzalpendecke wird als eine Vielfaziesdecke betrachtet, bestehend aus einer riffkalkreichen Dachsteinkalkfazies, einer Mürztaler Schwellenfazies mit Tisoveckalk und norischem Hallstätter Kalk, einer Mürztaler Beckenfazies (nördliche Hallstätter Entwicklung) mit Mürztaler Schichten, Hallstätter Kalk und Zlambachmergeln und einer Aflenzer Fazies (südliche Hallstätter Entwicklung) mit Aflenzer Kalken (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1962). Diese tektonische Einheit dürfte vom Meridian der Weyerer Bögen aus eine leichte Drehbewegung entgegen dem Uhrzeigersinn mitgemacht und auf diese Weise gegen Osten an Überschiebungsweite gewonnen haben. Die mit dem Einschwenken in die karpatische ENE-Richtung einhergehende, zunehmende Raumeinengung macht sich in den Kalkalpen östlich der Weyerer Bögen durch die vermehrte Schuppen- und Dekkenzahl allgemein bemerkbar.

Am Kalkalpensüdrand wird die von Ternitz in Richtung Eisenerz streichende, tektonisch unter der Mürzalpendecke liegende Schuppe neutral *„Südrandelement"* genannt (B. PLÖCHINGER, 1964). Sie ist vermittels der Prebichlschichten transgressiv mit der Grauwackenzone verbunden und kann in Anlehnung an die Vorstellungen von L. KOBER (1913) und E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1962) dem Tirolikum zugezählt werden.

Um vom Wiener Nahbereich ausgehen zu können, erfolgt in diesem Abschnitt die Beschreibung ausnahmsweise nicht von Westen nach Osten.

3.5.3.3.1. Das Wienerwald-Gebiet

(siehe dazu Abb. 56)

Der kalkalpine Anteil des Wienerwaldes ist seit Bestehen der Wiener geologischen Schule Kernpunkt für die Erforschung des Aufbaues der

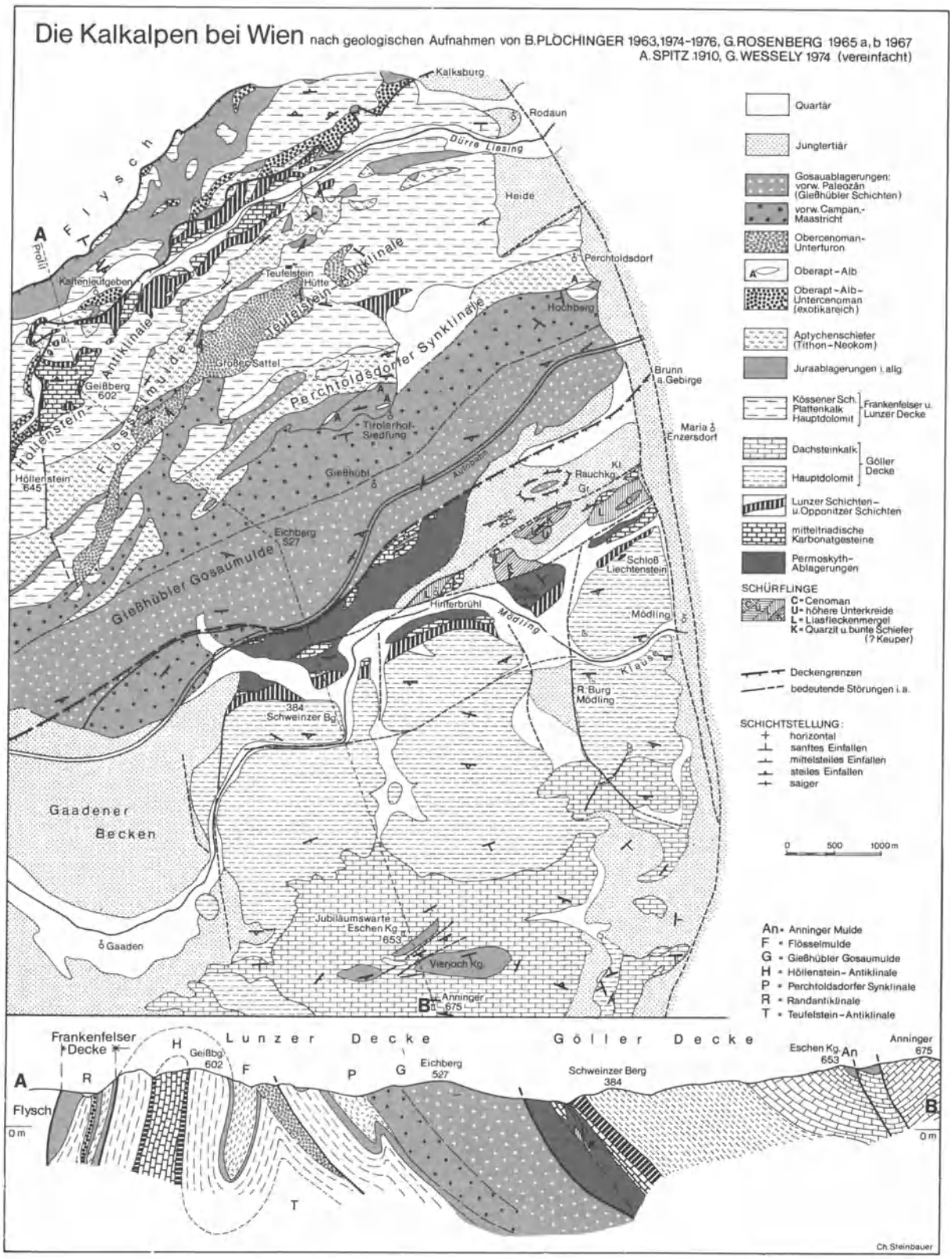


Abb. 56. Ein Beispiel aus dem Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen

Kalkvoralpen. Es ist dabei auf die grundlegenden Arbeiten von F. TOULA (z. B. 1908), A. SPITZ (1910, 1920), G. ROSENBERG (1961, 1965, 1967, 1970) und P. SOLOMONICA (1935) hinzuweisen.

In einer rund 35 km breiten Zone streichen hier die Frankenfelser Decke, die Lunzer Decke und die Ötscher Decke in karpatischer Richtung gegen Ostnordosten bis zum Alpenostrand, dem Abbruch des Wiener Beckens. Unter der Miozänfüllung dieses Beckens wurde durch die Bohrungen der ÖMV-Aktiengesellschaft die Fortsetzung der voralpinen Einheiten in Richtung zu den Kleinen Karpaten erkannt (vgl. Abb. 154). Nach den Darstellungen von A. KRÖLL & G. WESSELY (1967) und G. WESSELY (1975) liegt hier ein eng gepreßter, steil stehender Stapel kalkvoralpiner Decken vor.

Die Serie der Frankenfelser Decke beginnt auf Grund der basalen Verschleifung erst mit der karnischen Opponitzer Rauhwacke. Exotikareiche Konglomerate und Sandsteine des Oberalb-Untercenoman (Losensteiner Schichten) bilden den Abschluß. Gosauablagerungen fehlen auf der Frankenfelser Decke im Bereich zwischen dem Wiener Beckenrand und Alland. Zwischen Alland und Altenmarkt transgredieren sie u. a. über die für die Frankenfelser Decke charakteristischen Losensteiner Schichten. Bezeichnend sind die – an den germanischen Absatzraum anklingenden – bunten Keupermergel-Einschaltungen im Hauptdolomit, die roten, blättrigen Schattwalder Schiefer des Rhät, die liassischen Kieselkalke und die sandigen Kalksburger Schichten.

Die Lunzer Decke ist auf Grund ihrer bedeutend mächtigeren Serie bereits an die 4 km breit. Charakteristisch sind für sie die Lunzer Schichten und der mächtig entwickelte Hauptdolomit. Wichtige Strukturelemente stellen in ihr die Höllenstein- und die Teufelstein-Antiklinale, die Flössel- und die Gießhübler Mulde dar. Durch Schichtlücken voneinander getrennt, treten Oberapt- und Alb-Ablagerungen auf. Cenomen-Unterturon lagert auf Grund der Auswirkung der Austrischen Phase diskordant auf verschiedenaltrigem Gestein. In der oberturonen Schichtlücke und in den über die Deckengrenzen greifenden Gosauablagerungen der Gießhübler Gosaumulde äußern sich die kräftigen orogenen Vorgänge der Vorgosauischen Phase. Dabei fällt auf, daß die Transgression im Westen früher einsetzte als an der Randzone zum Wiener Becken. Bauxitfüllungen in Klüften und Hohlräumen der Unterlage sind als Paläokarst zu werten.

Nach dem vorgosauischen Deckenbau kam es im Alttertiär zum Vormarsch der Kalkalpen auf Flysch und Helvetikum und zur Wiederbelebung der Überschiebung an der Front der Ötscher Decke (Göller Teildecke). Die im Bereich der Deckengrenze verbreiteten Gosauablagerungen wurden im Zuge der postgosauischen Wiederbelebung der Göller Decken Überschiebung eingemuldet.

Die tiefsten Ablagerungen an der Front der Göller Decke formen eine gegen Norden überkippte Antiklinale, deren Liegendschenkel durch invers liegende Gutensteiner Kalk Schollen gekennzeichnet ist. Längs einer innerhalb der tiefsten Ablagerungen der Göller Decke gelegenen,

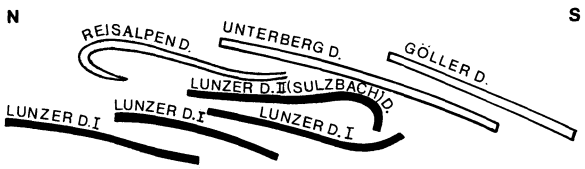


Abb. 57. Schema der Aufeinanderlagerung der Teildecken und Schuppen im System der Lunzer und der Ötscher Decke (nach A. TOLLMANN, 1976c, Benennungen teilweise verändert). Volle Linien = Lunzer Decke mit der in Schuppen geteilten Lunzer Teildecke I (Opponitzer Decke) und der Lunzer Teildecke II (Sulzbachdecke), Doppellinie = Ötscher Decke mit den Teildecken (Unterbergdecke, Reisalpendecke und Göller Decke)

WSW–ENE verlaufenden Schuppungslinie zeigen sich westlich Mödling auf fast zwei Kilometer Erstreckung Gesteine aus dem Reibungsteppich an der Basis der Kalkalpen nordvergent herausgeschürft. Zum Schürflingskörper gehören Keuperablagerungen (rote Tonschiefer und helle Quarzite) und Liasfleckenmergel, die mit G. WESSELY (1975) als kalkalpenfremde, karpatische Elemente gedeutet werden können. Es gehören dazu aber auch Mergel der hohen Unterkreide (?Alb) und Cenomanmergel. Letztere verweisen auf einen postcenoman entstandenen Reibungsteppich.

Im Bereich der Göller Decke treten Faltungen zurück. Die relativ starre, ca. 2000 m mächtige Serie mit Wettersteinkalk und -dolomit, Hauptdolomit und Dachsteinkalk ist in Schuppen und Schollen zerlegt. So ist auch das altbekannte Schwechatfenster (Sattelbachfenster oder, wegen der besseren örtlichen Definition auch „Schwechattalfenster") von Schuppen der Göller Decke überlagert.

Das von L. KOBER (1911a, 1912c) entdeckte Fenster wurde sehr unterschiedlich gedeutet (L. KOBER, 1926; A. SPITZ, 1920; H. KÜPPER, 1951; G. HERTWECK, 1964, 1965; A. TOLLMANN, 1967a, B. PLÖCHINGER, 1970, siehe dazu E. THENIUS, 1974, Abb. 31). Einig ist man sich

jetzt darüber, daß sich im Fenster eine invers gelagerte Serie einer tieferen Einheit, wahrscheinlich der Lunzer Decke II (Sulzbachdecke), findet.

Zwischen dem Wiener Becken und dem mit Ablagerungen des Baden erfüllten Gaadener Becken liegt die Anningerscholle mit ihren vor allem über den Dachsteinkalk transgredierenden Malmablagerungen und ihren aus Juraeinfaltungen hervorgegangenen NW-vergenten Schuppungen. Im Zuge der Schwenkbewegung in die karpatische Nordost-Richtung kam es innerhalb der starren Sockelgesteine der Anningerserie zu nordvergenten Seitenverschiebungen, wobei die Randzone zum Wiener Becken davon am stärksten erfaßt wurde. Sie bildet im Bereich der Richardshofterrasse eine relativ gehobene Scholle mit Hauptdolomit im achsialen Teil einer dem Wiener Beckenrand parallel laufenden Antiklinale.

3.5.3.3.2. Das Kalkvoralpengebiet zwischen Triestingtal und Weyerer Bögen

Der vor allem durch Arbeiten von F. Trauth (1937, 1950, 1954), E. Spengler (1931 Karte, 1951a, 1959), A. Ruttner (1949, 1960, 1963) und A. Tollmann (1966b, 1976c) bekannt gemachte Abschnitt weist bezeichnende tektonische Komplikationen auf. Als nördlichstes und tiefstes Element ist die Kieselkalkzone zu nennen, die als Stirnabspaltung der Frankenfelser Decke über dem Flysch lagert. In ähnlicher Position befindet sich die Cenomanrandschuppe.

Die Überschiebungsweite der eng nordvergent gefalteten Frankenfelser Decke kommt in Fenstern und Halbfenstern, so z. B. dem Gressing-Fenster südlich Plankenstein und vor allem dem Brettl-Fenster zum Ausdruck; in ihnen tritt der Flysch und vielfach auch das Helvetikum in Form der Grestener Klippen und deren Buntmergelhülle zutage.

In der breiteren, mächtigeren Lunzer Decke sind zwei Fenster hervorzuheben, das randnahe gelegene Jeßnitzfenster und das Fenster von Urmannsau östlich Gaming. Im Fenster der Urmannsau treten unter der Lunzer Decke Gesteine der Frankenfelser Decke auf. Die Lunzer Teildecke II (Sulzbachdecke) bildet einen vom Osten her umgreifenden Halbrahmen. Durch die im Fenster angesetzte Bohrung der ÖMV-AG konnte nicht nur der interne Deckenbau unter Beweis gestellt werden, sondern auch der weite, blockförmige Aufschub der Kalkalpen über Flysch, Helvetikum und Molasse (A. Kröll & G. Wessely, 1967). Die 7,5 km südlich der Flysch-Kalkalpengrenze angesetzte Bohrung durchörterte verkehrt liegende Reste der Lunzer Teildecke II (Sulzbachdecke), der Frankenfelser Decke und der Cenoman-Randschuppe, ein verschupptes Paket aus Flysch und helvetischer Klippen-Buntmergelserie mit Spänen älterer Molasse, die autochthone Molasse des Eger und erreichte schließlich in 3033 m Tiefe das Kristallin der Böhmischen Masse (siehe Abb. 58, Profil 11).

Die Lunzer Decke II (Sulzbachdecke), die sich aus dem Hangendschenkel der gegen N überkippten Mulde des Südrandes der Lunzer Dekke I (Opponitzer Decke) entwickelt, stellt die einzige verkehrt lagernde Decke der Kalkalpen dar. Östlich von Lunz geht durch Abscherung des Hangendflügels dieser riesigen „Überfalte" die Reisalpendecke (ehemals Annabergdecke) hervor (siehe dazu Abb. 57).

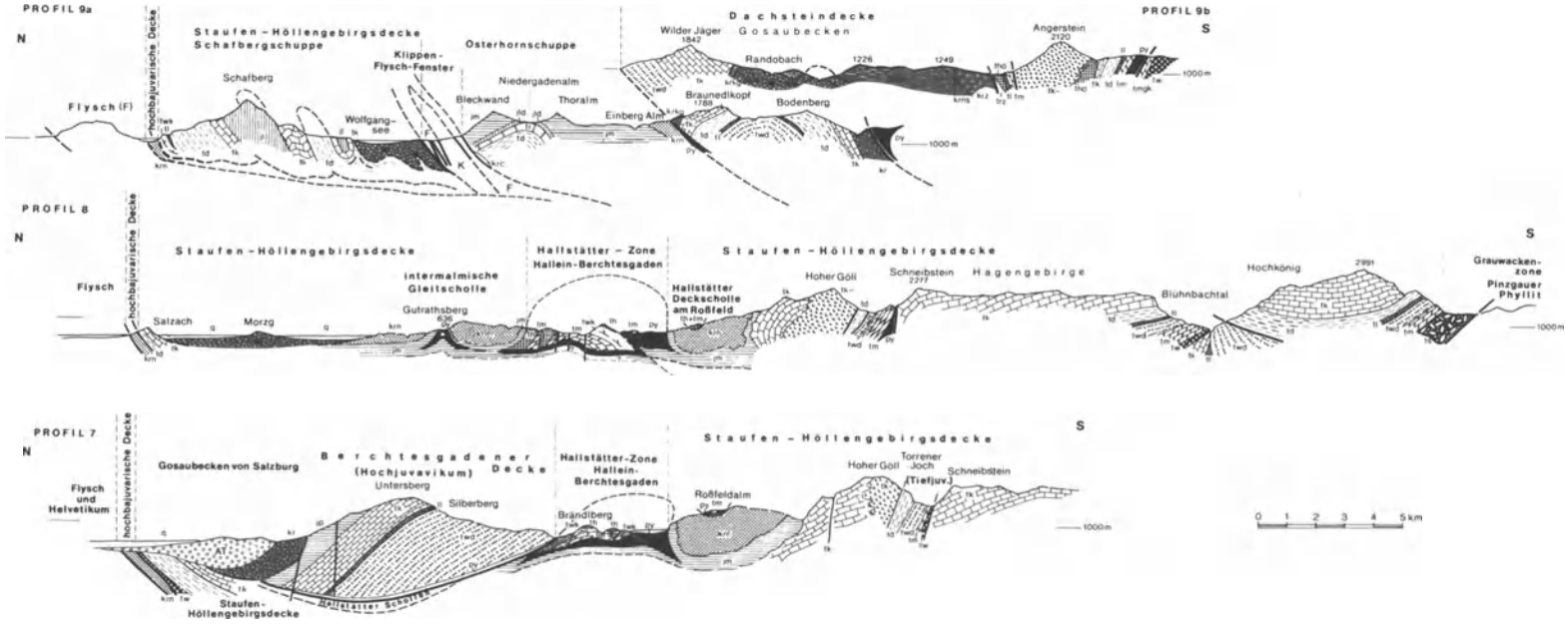
Im Raum südlich Puchenstuben ist die Reisalpendecke vorübergehend in Schollen aufgelöst. Dadurch tritt die invers liegende Lunzer Dekke II (Sulzbachdecke) wieder in den Vordergrund. Östlich Altenmarkt/Triesting keilt die Reisalpendecke wegen der Überlagerung der höheren tirolischen Einheiten aus. Die Fenstergruppe im Annaberger Gebiet, das Annaberger Fenster, das Mühlfelder Halbfenster etc., zeigen die Ausdehnung der verkehrt unter der Reisalpendecke liegenden Lunzer Decke II (Sulzbachdecke) auf. An der Front der Reisalpendecke gehört nur mehr die Hirschensteinschuppe dazu. Die Lunzer Decke I (Opponitzer Decke) ist im Raum zwischen Hainfeld/Gölsen und Alland durch das überlagernde Tirolikum weitgehend reduziert.

Interesse verdienen auch die Internstrukturen der Decken dieses Abschnittes.

Die an der Überschiebungsfront der Unterbergdecke gelegenen Fenster der Lunzer Dekke II (Sulzbachdecke), die halbfensterförmig in die Unterbergdecke eingreifende Reisalpendecke und die Deckschollen veranschaulichen die Überschiebungsweite der Unterbergdecke, die als die bedeutendste Teildecke der Ötscher Decke beziehungsweise des Tirolikums östlich der Weyerer Bögen gilt.

An der Nord-Süd-streichenden, die voralpinen Decken querenden Göstlinger Störung waren offenbar die gleichen Kräfte wirksam, die weiter im Westen die Eindrehung der Weyerer Bögen bewirkten; tiefere tektonische Elemente dürften an ihr zum Vorschein kommen (A. Ruttner, 1975). Der Ostflügel der Störung ist gegenüber dem Westflügel 4 km nach Norden verschoben.

Die permo-untertriadischen Gesteine an der Basis der Gosauablagerungen des Gamser Bekkens können als vorgosauisch freigelegter Basalteil der Unterbergdecke (H. Kollmann, 1964a) oder als Stirnschuppe am Westende der Göller Decke (Gamser Stirnschuppe) betrachtet werden



Legende zu den Profilen 1–12

- q — Quartär
- AT — Alttertiär
- K — Klippen- und Buntmergelserie-Ultrahelvetikum
- F — Flysch
- (K, F: im Wolfgangsee-Fenster)
- kr — Gosauablagerungen i.a. (Senon–Unter Eozän)
- krz — Zwieselalmschichten
- krns — Nierentaler Schichten
- krk, krkg — Rudistenkalk, Basiskonglomerat
- krm, krc — Mittelkreide (Alb-Cenoman-Unterturon)-Ablagerungen, Cenomanablagerungen
- kru, krn, jkru — Unterkreideablagerungen i.a., Neokomablagerungen, tithon-neokome Aptychenschichten
- j, jr — Juraablagerungen i.a., Radiolarit
- jm, jp — Malmablagerungen i.a., Plassenkalk
- jl(d) — Lias-(Dogger)-Ablagerungen i.a., Allgäuschichten
- trz — Zlambachschichten
- tr — Kössener Schichten
- tk — Dachsteinriffkalk, Oberrhätkalk
- tk — gebankter Dachsteinkalk und Plattenkalk
- th — Bunte Kalke der Hallstätter Fazies
- thö — Pötschenkalk
- td — Hauptdolomit und Dachsteindolomit
- tlo, tlmz — Opponitzer Schichten, Mürztaler Schichten
- tlg — gipsführende nordalpine Raibler Schichten
- tl, tlr — Lunzer- und Cardita-Schichten, nordalpine Raibler Schichten i.a., Rauhwacke
- twa, twp — Arlbergschichten, Partnachschichten
- twk — Wettersteinkalk (und Steinalmkalk)
- twd — Wettersteindolomit, Ramsaudolomit (und Steinalmdolomit)
- tmgk, tm — Gutensteiner Kalk und Dolomit, Muschelkalk, Mitteltrias i.a.
- tmr — Reiflinger Schichten
- tmrh — Reichenhaller Schichten
- ts — Buntsandstein mit Konglomeraten
- tw — Werfener Schichten
- py — Haselgebirge mit Gips und Salz
- P — Prebichlschichten

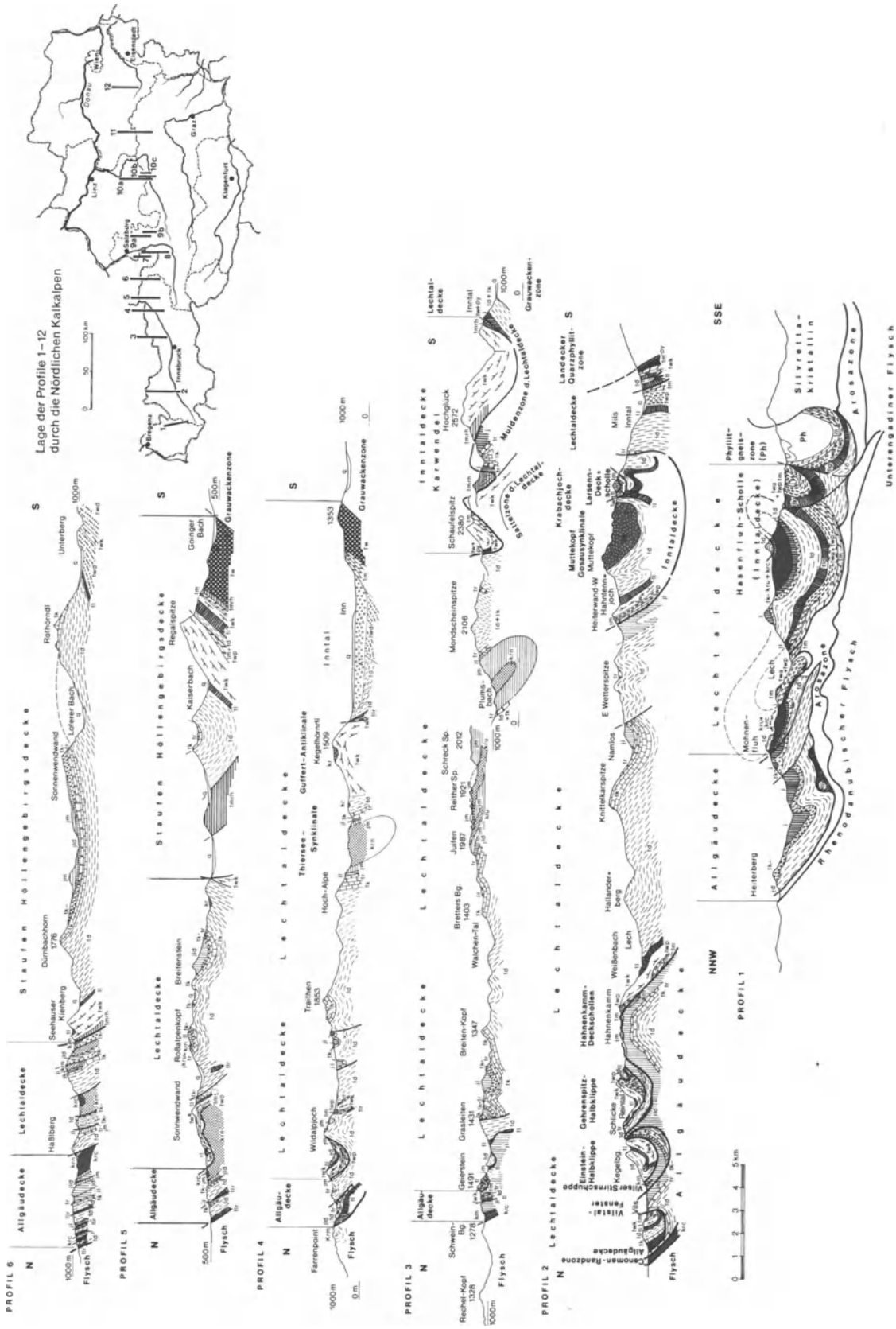


Abb. 58. Profile 1–9 durch die Nördlichen Kalkalpen nach den in der Geologischen Bundesanstalt (Wien) erschienenen Karten und mit Verwendung einzelner Profile und Profilteile von H. Bögel, 1971; O. Ganss, 1953, 1975; W. Heissel, 1958; G. Hertweck, 1961; A. Kröll & G. Wessely, 1967; R. Oberhauser (siehe dazu Abb. 39 und 73); B. Plöchinger, 1964a, 1967; W. Schlager, 1967; P. Schmidt-Thomé, 1953; A. Tollmann, 1967c; O. Weigel, 1937 und W. Zacher, 1964. Profile 10–12 (Ostabschnitt) siehe S. 263

(A. TOLLMANN, 1967a). Durch die nachgosauische Wiederbelebung der Göller Decke entstandene Stirnschuppen sind auch westlich des Erlaufbodens und südlich Lunz bekannt.

Der von Osten her gegen Süden einbiegenden Querstruktur der Weyerer Bögen, welche die Cenomanrandschuppe, vor allem aber die Frankenfelser Decke und die Lunzer Decke I (Opponitzer Decke) erfaßt, kommt besondere Bedeutung zu. Mit den gegen Süden zusehends ausgequetschten Gesteinen der Frankenfelser Decke sind die Bögen gegen Nordwesten den Laussa-Großraminger Gosausedimenten aufgeschoben, welche ihrerseits diskordant auf den Gesteinen der Ternberger und Reichraminger Decke des Westflügels der Bogenstruktur ruhen. Am Südende der Weyerer Bögen zeigt sich die von der Lunzer Decke II (Sulzbachdecke) losgerissene Reiflinger Scholle; vor ihrem Nordwesteck treten kleine tiefbajuvarische Fenster auf.

Mit der Frage der Entstehung der Weyerer Bögen waren nach F. v. HAUER, G. GEYER, H. SPITZ, H. LOEGTERS, F. TRAUTH unter anderen E. SPENGLER (1959), A. THURNER (1960), E. CLAR (1965), P. STEINER (1965, 1968), K. POLL (1972), A. TOLLMANN (1966b, 1976c) und A. HAMEDANI (1976) befaßt. Die Annahme, daß sie auf den Stau eines Spornes der Böhmischen Masse zurückzuführen sei, mußte der Erkenntnis weichen, daß die Böhmische Masse tief gegen Süden absinkt und der Buchdenkmalgranit ein Schürfling ist (S. 198). Man kann heute vor allem jene Kraftkomponenten für die Bogenbildung verantwortlich machen, die im Alttertiär beim Vormarsch der Kalkalpen und ihrem Einschwenken in die karpatische Richtung frei wurden. Erst nach der Bogenbildung kam es zu den quer zum Kalkalpenrand verlaufenden, westvergenten Schuppungen und damit zu Aufschürfungen aus dem tiefbajuvarischen Untergrund (z. B. Laussabauern- und Platzl-Fenster).

Andererseits fällt sehr die Beziehung der Weyerer Bögen zur Windischgarstener (Teichl-Hengst-)Störung auf. Sie verhält sich ähnlich wie die Bögen westlich Gresten zur Hochwartstörung oder wie die Bögen nördlich St. Gilgen zur Wolfgangseestörung. Die NW-bewegten, bogenförmigen Strukturen gehen in jedem Fall von den NW-SE streichenden Störungen aus, welchen bei der mit der Bogenbildung zusammenhängenden linksseitigen Blattverschiebung die Funktion einer Gleitschiene zukam.

3.5.3.3.3. Das Mürzalpen-, Hohe Wand- und Schneeberggebiet

Die Erforschung dieses Gebietes ist eng an die Namen A. BITTNER, L. KOBER, O. AMPFERER, E. SPENGLER und H. P. CORNELIUS geknüpft. Auch hier hat sich im allgemeinen die Gliederung L. KOBERs (1912) bewährt. An der Linie Hernstein – Puchberg verläuft die Überschiebung der Mürzalpendecke über die Göller Decke und somit die Grenze zwischen dem voralpinen und dem hochalpinen Deckenbereich. Nur der Linie Puchberg – Mariazell kommt neuerdings eine etwas andere Bedeutung zu (siehe unten).

Die Mürzalpendecke wird von E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1962) und A. TOLLMANN (1976c) als Vielfaziesdecke charakterisiert, die eine der nördlichen Hallstätter Entwicklung entsprechende Mürztaler Schwellen- und Beckenfazies, eine hochalpine Fazies in den Gesäusebergen und am Hochschwab und die Aflenzer Fazies der südlichen Hallstätter Entwicklung aufweist. Die Aflenzer Fazies, zu der nach E. SPENGLER (1959) die Hüpflinger- und die Grabneralm-Deckscholle gehören, geht gegen Norden in die Riff-Fazies über.

Die Überschiebung der Mürzalpendecke birgt noch einige Unklarheiten. A. TOLLMANN (1976c) läßt sie zuletzt westlich der Schneebergmasse an unsicherer Stelle bei Naßwald einsetzen und legt sie von hier weg bis Gußwerk größtenteils unter die Schneebergdecken-Masse der Student-Roßkogel-Deckscholle. Die längs der Puchberg – Mariazeller Linie aufgeschobenen Werfener Schichten am Nordrand der südlich Schwarzau endenden Tribeinschuppe sah A. TOLLMANN (1967c) als Stirnschuppe der Mürzalpendecke an; 1976 betrachtet sie TOLLMANN – wohl zurecht – im Sinne E. SPENGLERs als Deckschollen der Schneebergdecke.

Die südlich von Gams entlang des Schwabeltales gegen Nordwesten verlaufende Störung sieht A. TOLLMANN (1976c) als Verbindung zu einer an der Front der Gesäuseberge und der Haller Mauern weiter führenden Überschiebungslinie der Mürzalpendecke. A. MAURACHER (1976) versucht dies vor allem durch die Faziesunterschiede in den karnischen Sedimenten beiderseits des Tales zu stützen. Anscheinend reduziert sich aber die Überschiebung der Mürzalpendecke gegen Westen derart, daß sie im Sinne von E. SPENGLER (1959) und H. KOLLMANN (1964a) an der Gesäusestörung geradlinig ausklingt. Eine in westlicher Richtung zu den Haller Mauern führende Ötscher Decke (Göller Teildecke), wie sie auch E. SPENGLER annahm, könnte mit dem südlich der Gesäusestörung gelegenen Anteil der Mürzalpendecke zusammen die Bewegung über das Admonter Schuppenland übernommen haben. Haselgebirge mit permischen Sporen markiert die Bewegungsbahn.

Nordöstlich des Schneeberges gilt nach E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1962) die Hohe Wand Decke als östlichster Teil der Mürz-

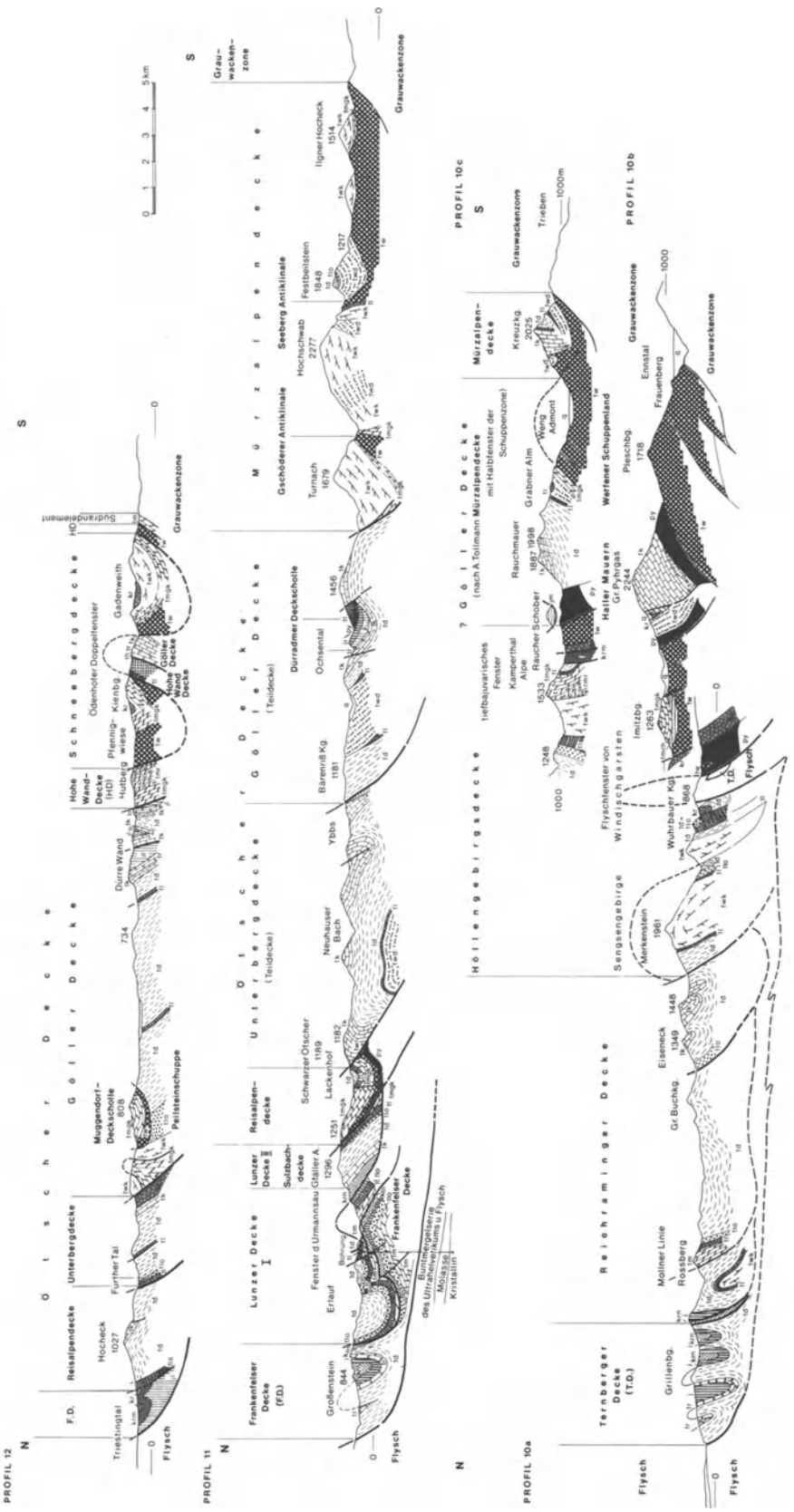


Abb. 58 (Fortsetzung). Profile 10–12; 1–9 (West- und Mittelabschnitt) sowie Gesamtlegende siehe S. 260 und 261

alpendecke. Die tektonische Begrenzung erlaubt es aber, den Begriff „Hohe Wand Decke" weiterhin zu verwenden. Sie ist der südlichsten Schuppe der Göller Decke aufgeschoben; ihre NE-SW-streichende Überschiebungsfläche ist vom Piestingtal bis zum Nordrand der Schneebergdecke zu verfolgen.

Gosauablagerungen, die diskordant über den Überschiebungsflächen der Hohe Wand Decke und der Schneeberg Decke liegen, bezeugen den vorgosauischen Einschub beider Decken.

In der Hohen Wand sind die Wandkalke an ihrem Nordwestteil in der Dachsteinkalk- (= Lagunen-)Fazies entwickelt, gegen Südosten in der Riffkalkfazies. In den Fischauer Bergen östlich der Hohen Wand erhalten die Wandkalke teilweise eine dem dichten, bunten Hallstätter Kalk entsprechende, also vom Pelagikum abzuleitende Fazies. Nicht in diese Faziesabfolge hinein passen die westlich der Hohen Wand, in NE-SW-streichenden, engen Mulden der Göller Decke liegenden Deckschollen in Hallstätter (Miesenbacher) Fazies, so auch die am nördlichsten anzutreffende Hernsteiner Scholle. Zumindest ist eine Komplikation im Ablagerungsraum anzunehmen.

Im Ostabschnitt der Mürzalpendecke hat sich südlich des Hallstätter Faziesbereiches die Riffkalkfazies in Form der Schneebergdecke selbständig gemacht und die Mürzalpendecke überschoben. Westlich der Rax ist die Schneebergdecke schollenförmig aufgelöst. Die Lagerung der Schneebergmasse über der Mürzalpendecke (einschließlich Hohe Wand-Decke) wird durch das östlich Puchberg/Schneeberg gelegene Ödenhofer Doppelfenster deutlich, in dem neben Gesteinen der Göller Decke auch Gesteine der Mürzalpendecke zutage treten, ferner durch das Höfleiner Fenster und durch die am Südrand der Schneeberg-Rax-Masse gelegene Geyerstein-Gösing-Schuppe.

Im Hengstfenster bei Puchberg, das wie die oben genannten Fenster an die WSW-ENE-streichende Krummbach-Antiklinale geknüpft ist, spießt nur noch die Göller Decke durch die Schneebergdecke. Hier, aber auch an der fensterförmig zutage tretenden Grauwackenschiefer-Unterlage, wie sie zuerst H. P. CORNELIUS (1951) südlich Puchberg, bei Breitensohl, verzeichnet, kommt die weitgehende Verschleifung an der Basis der Schneebergdecke zum Ausdruck.

Südlich parallel zur Krummbach-Antiklinale verläuft innerhalb der Schneebergdecke die Stixensteiner Antiklinale. Der an ihr erfolgte, von Haselgebirge begleitete Aufbruch anisischer Gesteine täuschte ehedem den Bestand einer Deckscholle (Lachalpendecke von H. P. CORNELIUS, 1951) vor. Heute, da die Deckschollen westlich der Schneeberg-Rax-Masse, so auch jene der Lachalpen-Deckscholle der Schneebergdecke zugerechnet werden, kann man nur mehr die kleine Gupfdeckscholle an der Westseite der Rax als Rest einer Ultradecke sehen.

Unter der zur Mürzalpendecke gehörenden Geyerstein-Gösing-Schuppe liegt als tektonisch tiefstes Element des Kalkalpensüdrandes dieses Abschnittes das „Südrandelement". Seiner durch die Prebichlschichten mit der Grauwackenzone verbundenen Serie gehören auch die bezeichnenden, leicht metamorphen mitteltriadischen Flaserkalke an, wie sie z. B. im Rahmen des Florianifensters, einem Fenster der Grauwackenzone nördlich Prigglitz, auftreten.

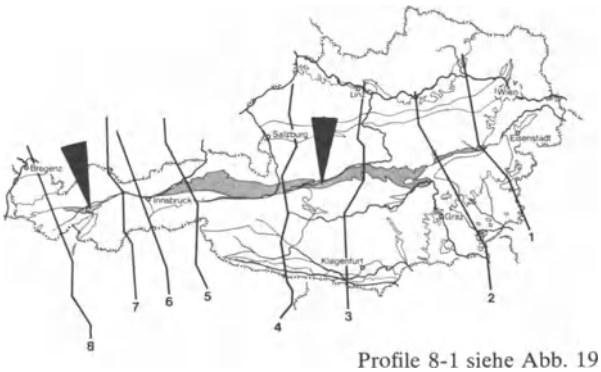
Die Einklemmung von Gosauablagerungen am Südostrand der Kalkalpen entspricht einem südvergenten Rückstau, wie er im Tertiär an den vorgosauischen Überschiebungsflächen wirksam werden konnte.

Literatur: BAUMGARTNER W. 1976; BRIX F. 1970; CLAR E. 1965; CORNELIUS H. P. 1936a, b, 1951, 1952a, b; GATTINGER T. E. 1973; GEYER G. 1904, 1908, 1911; GÖTZINGER G. 1954; GWINNER M. P. 1971, 1978; HAMEDANI A. 1976; HARTL H. 1950; HERTWECK G. 1961, 1964, 1965; KAPOUNEK J. et al. 1963; KAPOUNEK J. & HORWATH S. 1968; KOBER L. 1909, 1911a, b, 1912a, 1926, 1938, 1955; KOLLMANN H. 1964a; KRISTAN E. 1958; KRISTAN-TOLLMANN E. & TOLLMANN A. 1962; KRÖLL A. & WESSELY G. 1967, 1973; KÜPPER H. 1949, 1951, 1961, 1968; KÜPPER H. & ROSENBERG G. 1954; LAUER G. 1970; LEIN R. 1972; LEIN R. & ZAPFE H. 1971; LÖGTERS H. 1937a, b; MAHEL M. 1963; MARINER F. 1927; MAURACHER J. 1976; NEUBAUER W. 1949; OBERHAUSER R. 1968; PLÖCHINGER B. 1963b, 1964b, 1967, 1970; PLÖCHINGER B. & PREY S. 1974; POLL K. 1967, 1972; PROKOP F. 1951; ROSENBERG G. 1961, 1965, 1967, 1970; ROSENBERG G. & ZIRKL E. 1963; RUTTNER A. 1949, 1960, 1963; RUTTNER A. & SCHNABEL W. 1975; SCHNABEL W. 1970, 1972; SOLOMONICA P. 1935; SPENGLER E. 1920a, b, 1927, 1951a, 1953, 1957, 1959; SPITZ A. 1910, 1920; STEINER P. 1965, 1968; STEINHAUSEN W. 1959; SUMMESBERGER H. 1966b, 1976c; THENIUS E. 1974b; THURNER A. 1960, 1962; TOLLMANN A. 1963a, 1964c, 1965a, b, 1966a, b, 1967a, b, 1969a, 1971c, 1972b, 1975d, 1976a, c; TOULA F. 1908; TRAUTH F. 1934, 1937, 1950, 1954; VETTERS H. 1937; WESSELY G. 1967, 1975.

3.6. Die Grauwackenzone

Von Hans Peter Schönlaub

Mit den Abbildungen 59 bis 72



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.6.1. Allgemeines

Als Grauwackenzone wird ein maximal 23 km breiter Streifen von paläozoischen Gesteinen bezeichnet, der die Zentralalpen von den Nördlichen Kalkalpen trennt. Es ist ein Gebirge mittlerer Höhenlagen mit vorwiegend sanften Landschaftsformen. Die Grauwackenzone reicht vom Rätikon im Westen bis nahe Ternitz im Osten (etwa 450 km), wo sie unter die tertiäre Bedekkung des Wiener Beckens taucht, aber durch Tiefbohrungen im Untergrund längs der Linie Fischamend-Marchegg weiterhin nachgewiesen ist. Ähnliche Gesteinfolgen in den Westkarpaten können daher als Fortsetzung dieser Zone angesehen werden.

Die Bezeichnung Grauwackenzone stammt vom Begriff „Grauwackenformation"; dieser schon zu Beginn des 19. Jh. im örtlichen Schrifttum verwendete Ausdruck weist auf die Bedeutung des Bergbaus in dieser Zone hin. Damit wurden, als noch keine Fossilien in diesem Gebiet bekannt waren, alle Schiefer zusammengefaßt und vom „Urgebirge" abgegrenzt. Nach den ersten Fossilfunden bei Dienten (F. v. Hauer, 1847) wurde diese Gesteinsgruppe bereits dem Silur zugerechnet. Zugleich betrachtete man die Grauwackenzone insgesamt als ein paläozoisches Element im Alpenraum (F. v. Hauer, 1857).

Die Grauwackenzone liegt mit tektonischem Kontakt den Zentralalpen auf; ihr Verhältnis zu den Kalkalpen ist jedoch durch einen primären Sedimentationsverband gegeben. Der Stellung zwischen den kristallinen Schiefern der Zentralalpen und den stellenweise am Südrand epimetamorphen Kalkalpen entspricht der wechselnde Grad der Umwandlung der Gesteine: Es handelt sich vorwiegend um epimetamorphe Gesteine und gelegentlich um solche, die nach den Gleichgewichtsparagenesen Granat-Biotit-Chlorit-Epidot-Klinozoisit-Albit eine Metamorphose in der höheren Grünschieferfazies anzeigen.

Im Ostteil der Grauwackenzone sind an der Basis des Altpaläozoikums wiederholt Vorkommen von altkristallinen Gesteinen festgestellt worden (Vöstenhof-Schlöglmühl, Kaintaleck, Ritting b. Bruck a. d. Mur u. a.). Sie sollen Relikte der primären Unterlage der Grauwackensedimente sein und zusammen mit ihrer Auflage in alpidischer Zeit von größeren Altkristallinmassiven abgeschert sein. In vergleichbarer Position treten am Südrand der Tiroler Grauwackenzone ebenfalls kristalline Gesteine auf („Kellerjochgneise" oder Gneisschollen an der Basis der „Steinkogeldecke"); ihre Beziehung zum Altpaläozoikum ist aber noch nicht geklärt.

Im steirisch-niederösterreichischen Gebiet läßt sich die Grauwackenzone in zwei tektonische Großeinheiten untergliedern. Bereits F. Heritsch (1907) verwies hier auf eine Decke aus Altpaläozoikum, die auf Oberkarbon aufgeschoben sei, das mit dem Kristallin der Zentralalpen sedimentär verbunden ist. Dieser Ansicht schloß sich zuerst L. Kober (1912) an und faßte Rannachkonglomerat, unterkarbone Kalke, Graphitschiefer und Phyllite (u. a. die Ennstaler Phyllite) als sedimentäres Deckgebirge des nordsteirischen Gneiszuges bzw. der Schladminger Masse auf. Dieses „Untere ostalpine Deckensystem" sei durch die „Norische Linie" vom Altpaläozoikum der „Oberen ostalpinen Decke" getrennt.

An der transgressiven Überlagerung des Kristallins durch Äquivalente der Rannachserie hielt noch H. P. Cornelius (1950) fest und vereinigte das Basiskristallin, die Rannachserie (non Rannachfazies, dazu S. 397) und das darüber folgende Karbon zur „Veitscher Decke". Sie hätte den Charakter einer Rand- oder Innensenke des variszischen Gebirges mit Molassemerkmalen. Wie

bei L. KOBER wird sie an der nach Osten verlängerten Norischen Linie von der höheren „Norischen Decke" überschoben.

Die Schwierigkeiten, die in diesen Deutungen liegen, waren jedoch nicht zu übersehen. Einmal warf bei Annahme eines Transgressionsverbandes mit dem unterlagernden Kristallin die Basisgrenze der Veitscher Decke vor allem in den Niederen Tauern unlösbare Probleme auf, zum anderen ergaben sich grundlegende Auffassungsunterschiede über die ursprüngliche Lagebeziehung beider Einheiten zueinander sowie in der Frage des Zeitpunkts der Überschiebung. Erst mit den Neuergebnissen von K. METZ (1940, 1947, 1953), nach denen das permotriadische Alter der Rannachserie s. l. und äquivalenter klastischer Folgen im Gebiet um Kapfenberg sichergestellt werden konnte, wurde der Veitscher Decke der heute übliche, enger gefaßte Begriffsinhalt zuerkannt. Sie wird heute allgemein als wurzellose, tiefere tektonische Einheit der Grauwackenzone verstanden, die sich hauptsächlich aus Karbon zusammensetzt, in der aber auch phyllitische Schieferserien und angebliches diaphthoritisches mesozonales Altkristallin („Föttelecksschuppen") vorkommen. Das häufige Neben- und Übereinander der genannten Gesteine erklärte K. METZ (1953) durch Annahme einer jüngeren Tektonik, die die ursprünglich transgressive Auflage des Unterkarbons auf älteren, vordevonen Gesteinskomplexen überarbeitet hätte (vgl. K. METZ, 1965).

Die Problematik im Ostteil der Grauwackenzone liegt demnach zusammenfassend im Umstand, daß einer tektonisch höher liegenden Schuppendecke, die über die variszische Diskordanz hinweg mit den Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen in primärem Verband ist, eine tiefere Decke gegenübersteht, die sich durch ihren Gesteinsbestand deutlich von der höheren Einheit unterscheidet. Die Abweichungen betreffen zum einen Teil die verschiedenen Karbonentwicklungen und zum anderen ältere Gesteine. Während in der Norischen Decke das Variszikum eine bunte Gesteinsgesellschaft in zum Teil gut gliederbaren Abfolgen zeigt, die im Oberkarbon, d. h. in post-Visé-Zeit gefaltet wurden, liegt in der Veitscher Decke das Variszikum wahrscheinlich in metamorpher Ausbildung vor. Die Strukturprägung ging hier den Karbonablagerungen zeitlich voran und ist daher älter als in der Norischen Decke. Diese Erkenntnisse sind vor allem für paläogeographische Fragen von großer Bedeutung (vgl. S. 12).

Durch den Nachweis einer tektonischen Trennfläche zwischen dem unterlagernden zentralalpinen Permomesozoikum („Alpiner Verrucano", Rannachserie etc.) und der Veitscher Decke einerseits, der Einbeziehung von Oberkarbon in der Veitscher Decke sowie der untrennbaren sedimentären Verbindung der Norischen Decke mit Teilbereichen der Nördlichen Kalkalpen andererseits, ist für diesen Großdekkenbau ein alpidisches Alter erwiesen. Weit verbreitet sind jedoch innerhalb dieser jungen Tektonik in der Norischen Decke noch ältere variszische Strukturen erhalten geblieben (S. 286).

Aufgrund der mehrfachen Metamorphose, der teilweise sehr intensiven tektonischen Verschuppung und der vermutlich schon primären Fossilarmut beruhten ältere stratigraphische Gliederungen in der Grauwackenzone vorwiegend auf lithofaziellen Vergleichen mit anderen Vorkommen von ostalpinem Paläozoikum. Ausnahmen bildeten wenige Fossilfundpunkte, wie etwa Dienten in Salzburg oder der Steirische Erzberg, die bereits in der Pionierzeit der systematischen Landesaufnahme bekannt waren. So nahm besonders der „Sauberger Kalk" in früherer Zeit eine Sonderstellung für die Klärung der Stratigraphie im Raum um Eisenerz ein, wurden doch die „Erzführenden Kalke" stets mit diesem Horizont verglichen (vgl. F. CZERMAK, 1931).

In diesem Jahrhundert bemühten sich vor allem F. HERITSCH, E. HABERFELLNER und G. AIGNER um eine Verfeinerung der Stratigraphie. Die neue Gliederung basierte auf weiteren Fossilfunden und einer Vermehrung von Fundpunkten, wie dem Nachweis von Graptolithen durch G. AIGNER (1931), F. HERITSCH (1931), E. HABERFELNER (1931a, b), E. HABERFELNER & F. HERITSCH (1932), H. HAIDEN (1936), I. PELTZMANN (1937), O. FRIEDRICH & I. PELTZMANN (1937) und neuen Korallen-, Stromatoporen-, Trilobiten- und Pflanzenfunden durch F. HERITSCH (1907, 1917, 1927, 1928, 1931a, 1933, 1943), TH. OHNESORGE (1905b), R. v. KLEBELSBERG (1927), H. MOHR (1933), E. HABERFELNER (1935), M. GLAESSNER (1935), K. FELSER (1936), und K. METZ (1937b). Da aber fast alle Fossilien einen sehr mäßigen Erhaltungszustand aufweisen und – wie sich später zeigte – für genaue Datierungen kaum in Frage kamen und dazu relativ selten sind, basierte die Alterszuweisung weiterhin hauptsächlich auf Gesteinsvergleichen. Dies gab daher oft zu Fehleinstufungen Anlaß, wie z. B. die von E. HABERFELNER (1935, 1937) getroffene Zuordnung der „Feinschichtigen Grauwackenschiefer" W. HAMMERs (1925) in das Unterkarbon beweist.

Auf der anderen Seite wurden einzelne Fossilpunkte überbewertet und daraus resultierende Altersangaben auf Räume ausgedehnt, die mit der Fossillokalität in keinem Zusammenhang standen. Als Beispiel sei die Vorstellung von L. KOBER (1912) angeführt, daß die Ennstaler

Phyllite ein Karbon-Alter hätten, da von F. HERITSCH (1907) in der Sunk bei Trieben karbonische Fossilien gefunden worden waren.

Die Entwicklung der Stratigraphie in der Grauwackenzone spiegelt sich auch in den verschiedenen Ansichten zum Alter des Blassenegg-Porphyroids wider: Dieses Gestein, das als wahrscheinlich einzeitiger Erguß über die gesamte Grauwackenzone verbreitet ist, galt schon immer als Leithorizont in der Schichtfolge des Altpaläozoikums, sei es für Fragen der Kartierung, Tektonik oder bezüglich Vergleichen mit anderen altpaläozoischen Räumen der Ostalpen. Die Vulkanitnatur war zwar schon V. PANTZ & A. ATZL (1814) bekannt, doch setzte sich diese Auffassung erst nach den Untersuchungen von TH. OHNESORGE (1905) im Kitzbühler Raum bzw. von K. A. REDLICH (1907, 1908) im steirischen Raum durch. In der Zwischenzeit wurde der Porphyroid als klastische Ablagerung bzw. als Metamorphit gedeutet und als „körnige Grauwacke", „Serizitgrauwacke" oder „Blasseneckgneis" bezeichnet (A. VON SCHOUPPÉ, 1854; D. STUR, 1865; H. FOULLON, 1886; M. VACEK, 1900; F. HERITSCH, 1907); dementsprechend wurde dieses Gestein im Präkambrium oder innerhalb des Paläozoikums bis in die Permzeit eingeordnet (vgl. H. P. CORNELIUS, 1952; K. METZ, 1953; G. FLAJS, 1967; F. THALMANN, 1975, u. a.).

In neuerer Zeit erbrachten umfangreiche Conodontenuntersuchungen grundlegende Fortschritte in der Stratigraphie des Altpaläozoikums der Grauwackenzone. Diese Arbeiten konzentrierten sich einerseits auf das Gebiet um Eisenerz mit den südlich anschließenden Räumen, zum anderen auf karbonatführende Schichtfolgen im Westabschnitt (Dienten, Hintertal, Fieberbrunn, Umgebung von Kitzbühel). Nicht unerwähnt bleiben dürfen ferner Neubearbeitungen an anderen Fossilgruppen, die zuletzt ebenfalls zu einer bedeutenden Erweiterung des Kenntnisstandes der paläozoischen Ablagerungen in der Grauwackenzone beigetragen haben (H. W. J. VAN AMEROM & M. BOERSMA, 1975; K. FELSER, 1976, 1977; K. FELSER & H. W. FLÜGEL, 1975; G. HAHN & R. HAHN, 1977; H. JAEGER, 1978).

Der westlichste Abschnitt der Grauwackenzone ist – im Gegensatz zur breiten Entfaltung im Osten – ein schmaler, mehrfach unterbrochener Streifen mit alt- und jungpaläozoischen Gesteinen, die dem Südrand der Kalkalpen vorgelagert sind. Während das Altpaläozoikum entweder fehlt oder epizonal metamorph ist, stehen die postvariszischen Sedimente an vielen Stellen noch im primären Zusammenhang mit den Kalkalpen. Vorkommen von Gesteinen der Grauwakkenzone finden sich demnach im Montafon, am Kristberg, im Klostertal, längs des Steißbachs nordöstlich des Arlbergpasses, zwischen St. Anton und Arzl („Landecker Quarzphyllitzone") und südlich Telfs. Von Schwaz bis östlich Radstadt folgt die Hauptentwicklung des Tiroler und Salzburger Grauwackensegments.

3.6.2. Postvariszikum im Montafon und am Arlberg

Im Montafon treten südlich Schruns (Rellstal, Bartholomäberg) zwischen der Phyllitgneisdecke im Süden und den Kalkalpen im Norden vorwiegend grobklastische Sedimente in einer E-W-streichenden, kaum über 200 m breiten Zone auf, die sich morphologisch wenig von der Umgebung abhebt. Es handelt sich um eine über 300 m mächtige Oberkarbon(?)-Perm-Abfolge, die dem Kristallin transgressiv aufliegt. Die Konglomerate an der Basis stellen nach H. MOSTLER eindeutige Transgressionsbildungen auf den Phyllitgneisen dar, die er dem Silvrettakristallin zuzählt, da die Komponenten völlig dem Untergrund entsprechen und wie dieser teilweise diaphthoritisiert sind. Nach oben folgen sandige Tonschiefer und glimmerführende Sandsteine, weiters dunkle Siltschiefer, laminierte Dolomite bis dolomitische Kalke sowie Kieselschiefer. Fossilien (Ostracoden, Foraminiferen) sind auf Karbonate beschränkt; sie erlauben keine genaueren Altersangaben. Das fragliche Karbon wird bis 40 m mächtig.

Über dieser Schichtfolge treten bis 300 m mächtige Grobklastika bzw. rötliche Sandsteine auf, deren oberer Teil vielleicht schon ins Skyth zu stellen ist. An ihrer Basis können lokal bis drei 0,4–20 m mächtige Vulkanitlagen mit Quarzporphyren bis Quarzkeratophyren und Ignimbriten entwickelt sein.

Im Arlberggebiet ist die Grauwackenzone tektonisch auf einen schmalen Streifen reduziert. Es sind Quarzite, Serizitquarzite bis Serizitschiefer, weiters Arkosen und Quarzkonglomerate. W. HEISSEL (1972) stellt diese Gesteine ins Oberkarbon, doch fehlen bisher Fossilbelege zur Stützung dieser Annahme. Ein Teil der „Bunten Phyllite" O. AMPFERERs (1930b) dürfte ebenfalls hierher gehören.

3.6.3. Die Landecker Quarzphyllitzone

Zwischen dem Arlberg und der Ortschaft Roppen, die zwischen Pitz- und Ötztalausgang liegt, schaltet sich zwischen dem südlichen Silvrettakristallin (einschließlich Phyllitgneisen) und den Kalkalpen ein Zug von Gesteinen ein, dessen tektonische Position und Zugehörigkeit zu den angrenzenden Zonen noch nicht völlig geklärt erscheint. Zwar meist nur Vorberge aufbauend, kulminieren sie doch im Venetberg mit 2593 m. Während W. HAMMER (1910), O. AMPFERER (1930b) und O. SCHMIDEGG (1959, 1964) die unter der Bezeichnung Landecker Quarzphyllite bekannten Gesteine mit den Innsbrucker Quarzphylliten gleichsetzten, faßten S. HOERNES & F. PURTSCHELLER (1970) und F. PURTSCHELLER (1971) sie aufgrund älterer Formrelikte als diaphthoritisches Altkristallin und Phyllonite auf. Nach dieser Vorstellung gehören zumindest große Teile der Landecker Quarzphyllite zur Silvrettamasse. Demgegenüber wies O. SCHMIDEGG (1964) darauf hin, daß die stark postkristallin durchbewegten Phyllite mit steil südfallenden Bewegungsflächen an die Biotitgranitgneise des südlichen Kristallins grenzen und die in den Landecker Quarzphylliten eingelagerten Augengneise Einschuppungen darstellen.

Als sedimentäre Zwischenschaltungen treten innerhalb des Phyllitkomplexes feldspatreiche Zonen, geringmächtige Amphibolite, Chloritschiefer, Kalke und kleine Dolomitschollen sowie mehrere bis 20 m mächtige Schwarzschieferbis Graphitphyllitlagen auf. Die Verbreitung der vorpermischen Komplexe ist in Abb. 88 zu sehen.

Von den oben genannten Gesteinen ist ein nördlicher Bereich abzutrennen, der die Kalkalpen unterlagert. Dieser bis 400 m mächtige dunkle Schieferbereich steht im Raum südwestlich Arzl im Pitztal (Arzlair) im Wechsel mit Verrucano, im Süden ist er hingegen mit den erwähnten Quarzphylliten verschuppt.

Obwohl im Landecker Quarzphyllitkomplex bisher jeder Fossilnachweis fehlt, kann kaum ein Zweifel am paläozoischen Alter eines Großteils des Gesteinsbestandes bestehen. So kann insbesondere die Nordzone, in Analogie zu den Verhältnissen im Montafon und im Raum zwischen Wörgl – Hochfilzen – Mitterberg, als permokarbone Basalserie der Nördlichen Kalkalpen aufgefaßt werden. Daran schließt nach Süden die Hauptmasse der Landecker Quarzphyllite an, die Karbonate, Grüngesteine, Graphitschiefer und albitreiche Schiefer sedimentär eingelagert haben. Wenn auch ursprünglich ein Transgressionsverband zwischen ihnen und den postvaristischen Sedimenten bestanden haben mag, so

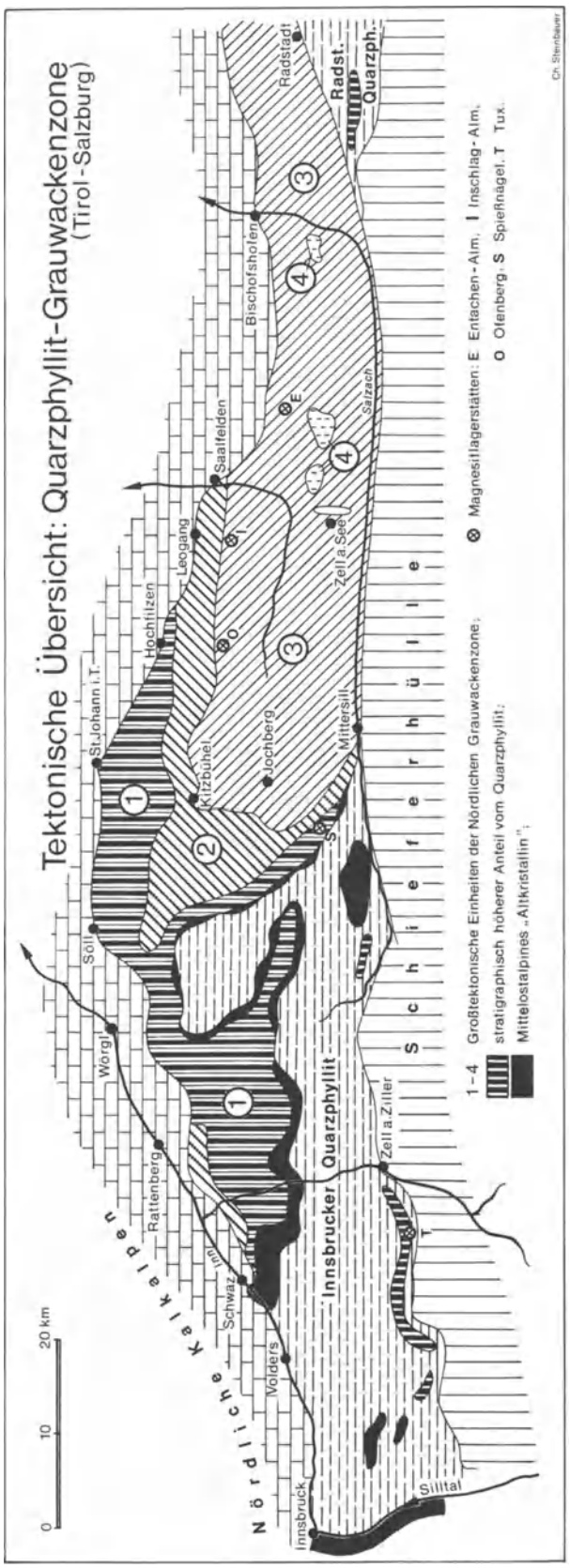


Abb. 59. Die Quarzphyllit- und Grauwackenzone zwischen Innsbruck und Radstadt (nach H. MOSTLER)

liegt er heute durch alpidische Schuppung überarbeitet und gestört vor.

Da nach lithofaziellen Vergleichen wahrscheinlich ist, daß ein Teil des Gesteinsbestandes in der Landecker Quarzphyllitzone dem Postvariszikum angehört, ein tieferer Bereich aber als altpaläozoisch aufzufassen ist, stellt sich die Frage nach der Liegendgrenze dieses Paläozoikums. Sie könnte in der Übergangszone zu den liegenden Phyllitgneisen gezogen werden, die damit ein vorvariszisches Relikt des oberostalpinen Sockels mit der Grauwackenzone als Auflage bilden würden.

Die Problematik der Phyllitgneise und der Grenze zum Kristallin der Samnaun- und Silvrettagruppe (Thialspitzzone) wird im Kapitel 3.8.2.3. erörtert.

3.6.4. Die Flaurlinger Quarzphyllite

Südlich Telfs tritt am Fuße der Ötztaler Alpen eine etwa 1 km breite Zone aus Quarzphylliten auf, die nach Meinung von O. SCHMIDEGG (1964) im Süden allmählich in Graphitphyllite, Phyllitglimmerschiefer, Glimmerschiefer und Gneise übergehen. Während O. SCHMIDEGG daraus auf eine ursprünglich sedimentäre Auflage über Gneisen des Ötztalkristallins schloß, fanden S. HOERNES & F. PURTSCHELLER (1970) in den Phylliten Relikte einer älteren, höheren Metamorphose. Neuaufnahmen zeigten jedoch, daß vor allem im Norden durchwegs progressiv metamorphe Tonschieferabkömmlinge, Grünschiefer, Serizitphyllite, Dolomite und Bänderkalke auftreten, die alle nur Anzeichen einer schwachen Metamorphose aufweisen. Nach A. NOWOTNY (1979) folgt nach einer Störungszone im Süden dieser Gruppe ein Horizont mit granatführenden Phylliten und Serpentiniten. Erst danach schließt das eigentliche Ötzkristallin an, in dem Amphibolite und Paragneise die dominierenden Gesteine sind.

Die analoge Position dieser Zone zum Kristallin, der progressiv metamorphe Gesteinsbestand und die lithofaziellen Parallelen mit anderen Segmenten der Grauwackenzone machen trotz Fehlens von Fossilien auch hier ein altpaläozoisches Alter von großen Teilen des Quarzphyllitkomplexes wahrscheinlich. In Übereinstimmung mit A. TOLLMANN (1963) liegt es daher nahe, südlich Telfs ein Bindeglied zwischen den fossilleeren Grauwackenabschnitten des Westens und den fossilbelegten Abschnitten des Ostens (Umgebung Kitzbühel) anzunehmen.

3.6.5. Die Grauwackenzone der Kitzbühler Alpen

In den Kitzbühler Alpen umfaßt die Grauwakkenzone ein Gebiet, das im Osten von der Zeller Furche begrenzt wird und im Süden bis an das Salzachtal reicht; ab Mittersill nimmt die Südgrenze gegen Westen einen bogenförmigen Verlauf, der um den Großen Rettenstein und Hopfgarten in die Täler südlich der Wildschönau führt; von hier zieht sie wieder in annähernd E-W-Richtung in den Norden des Märzengrunds, übersetzt bei Fügen das Zillertal und streicht bei Pill westlich Schwaz spitzwinklig in das Inntal.

Der Nordrand der Grauwackenzone verläuft von Schwaz in nordöstlicher Richtung südlich des Inn bis nahe dem Ausgang des Zillertales; von hier zieht die Grenze an die Nordseite der Wildschönau, über das Brixental, südlich des Wilden Kaisers nach St. Johann. Die östliche Fortsetzung folgt ungefähr der Linie Fieberbrunn – Hochfilzen – Leogang nach Saalfelden.

Die Berge der Kitzbühler Alpen sind eher sanft geformt, almenreich und stark begrünt, mit meist weicheren Karformen. Die Höhen liegen um zweitausend Meter, öfter auch etwas darüber (Gaisstein, 2364 m; Gr. Rettenstein, 2362 m). Felsenbildungen sind am häufigsten, wenn Kalke und Dolomite vorkommen (Spielberghorn, 2044 m; Kitzbühler Horn, 1996 m; Gr. Rettenstein, 2362 m). Auch manche Grünschiefer können deutlicher in Erscheinung treten.

Die oben skizzierte Verbreitung wird durch meist scharfe geologische Grenzen bestimmt: Während im Salzachtal die Südgrenze der Grauwackenzone durch die Tauernnordrandstörung markiert wird, bildet im Südwesten gegen die Innsbrucker Quarzphyllite ein schmales Kristallinband den weiteren Rahmen. Während diese Orthogneise – bekannt unter der Bezeichnung *Kellerjochgneise* (= Schwazer Augengneise, TH. OHNESORGE, 1908) – nach V. KNEIDL (1971) fließende Übergänge zu den Quarzphylliten haben, hält R. v. KLEBELSBERG (1935) sie für schieferungsparallele Einlagerungen an oder nahe der Grenze vom Innsbrucker Quarzphyllit zu den Wildschönauer Schiefern der Grauwackenzone, wobei sie, wie O. SCHMIDEGG (1951a) hervor-

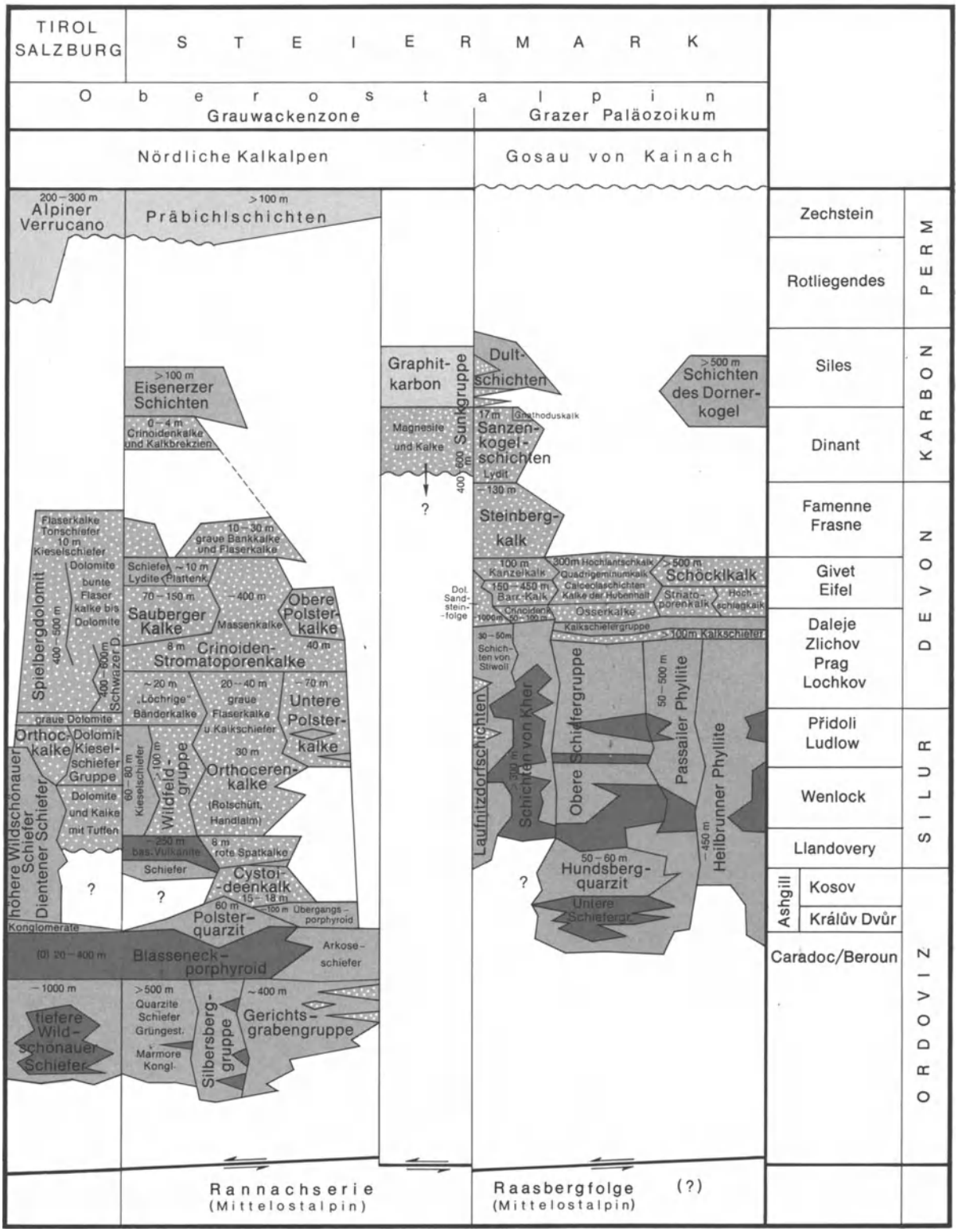


Abb. 60. Paläozoikum der Grauwackenzone und Grazer Paläozoikum

hebt, steilachsig schlingenförmig gebogen, mit Quarzphyllit verschuppt und randlich oft stark phyllonitisiert sind. Nach A. TOLLMANN (1963) sind diese Gesteine Relikte der mittelostalpinen Einheit zwischen dem unterostalpinen Innsbrukker Quarzphyllit und der oberostalpinen Grauwackenzone. In jedem Fall markieren sie in perlschnurartig verteilten Vorkommen eine bedeutende Bewegungsfläche.

Die geologische Nordgrenze der Grauwackenzone wird östlich von Schwaz durch den Zug der Schwazer Dolomite (Devon) gebildet, der tektonisch an Trias grenzt. Am Höseljoch enden diese Dolomite und erscheinen erst wieder östlich Oberau. Im Norden schließt daran eine Schuppenzone aus Trias, Devon-Dolomiten und Grauwackenschiefern an, die die Grenze zu den Kalkalpen bildet. Von Wörgl nach Osten wird die permokarbone Basisserie der Kalkalpen (= Postvariszikum der Grauwackenzone) bis 4 km breit. Sie grenzt im Norden mit scharfer lithologischer Grenze gegen die hangende Mitteltrias; gegen das Altpaläozoikum im Süden ist die Begrenzung hingegen unregelmäßig buchtig und häufig gestört. Die wenigen ungestörten Profile, der ortsgebundene Grobschutt in der Basalbrekzie des postvariszischen Anteils und der regionale Zusammenhang zwischen der Grauwackenzone und den Nördlichen Kalkalpen lassen jedoch keinen Zweifel an der Feststellung, daß ursprünglich ein sedimentärer Verband zwischen beiden Zonen bestanden hat (vgl. H. MOSTLER, 1972; W. HEISSEL, 1972).

3.6.5.1. Die Schichtfolge

Wildschönauer Schiefer

Das Hauptgestein in den Kitzbühler Alpen kann altersmäßig in zwei Gruppen gegliedert werden, nämlich in einen älteren, vermutlich ordovizischen Abschnitt und in einen jüngeren, der Llandovery, Wenlock und vielleicht Ludlow vertritt.

Der tiefere Schieferkomplex, in dem bisher keine Fossilien gefunden wurden, besteht aus einer mehr oder weniger einheitlichen Schiefer-/Subgrauwackenfolge, die auf ein wenig differenziertes Liefergebiet hindeutet. Die Monotonie dieser Sedimente wird vielfach von vulkanischen Einschaltungen unterbrochen, deren Hauptverbreitung im Osten und Südosten des engeren Kitzbühler Raumes von Jochberg bis zur Zeller Furche liegt, während um Kitzbühel die Grüngesteine auf wenige Züge mit kleineren Vorkommen aufgesplittert sind. Die Effusiva zeigen ein Spektrum, das von Serpentiniten über Pyroxenite, Gabbros, Proterobasen, Diabas-Spiliten, Spiliten, Keratophyr-Spiliten, Keratophyren bis zu Albititen reicht. Man erkennt hier alle Übergänge zu den umgebenden Schiefern; im Mittel dürften die Vulkanite und ihre Abkömmlinge bis zu 30% des Schieferkomplexes aufbauen (vgl. auch E. COLINS et al., 1977).

Die („intrusiven") Diabase, die nach ihrem Gefüge in solche mit doleritischem, ophitischem und porphyrischem Gefüge untergliedert werden können, sind in mehrfacher Wiederholung meist als Lagergänge in die Tuffe eingedrungen und werden bis 20 m, in seltenen Fällen sogar bis 60 m mächtig. Im Gegensatz zu den weit anhaltenden Tuffen haben sie nur eine geringe laterale Verbreitung. Für den Tiroler Raum ergibt sich im Verhältnis beider ein merkbares Übergewicht zugunsten der Tuffe. Laven treten im Vergleich zum Gebiet östlich der Zeller Furche in den Hintergrund. Für sie und die Lagergänge kann ein Ausgangsmagma mit schwacher Tendenz zu Alkalibasalten angenommen werden. Gelegentlich kommt es innerhalb der Tuffe zum Auftreten von Agglomeratlagen. Da diese vor allem Amphibolite und Granathornblendegneise aufgearbeitet haben, sind sie als Zeugen des Untergrundes von großer Bedeutung.

Die Äquivalente des Blasseneck-Porphyroids (Oberes Ordovizium)

Über den tieferen Wildschönauer Schiefern folgen bis 600 m mächtige saure Vulkanite, die sich nach ihrem einheitlichen Chemismus ausschließlich von Quarzporphyren und deren Tuffgefolge ableiten und durch die schwache Metamorphose zu Porphyroiden umgewandelt worden sind. Ihre Hauptverbreitung liegt in den Kitzbühler Alpen am Wildseeloder, der Hohen Salve und am Hahnenkamm.

Das Verhältnis von massigen Porphyroiden zu Porphyroidtuffen bzw. Tuffiten kann stark wechseln. Während z. B. um die Hohe Salve Porphyroidtuffe über echte Laven dominieren, überwiegen am Hahnenkamm und am Wildseeloder massige Typen. Häufig zeigt der Porphyroid lateral stark schwankende Mächtigkeiten. So nimmt seine Mächtigkeit beispielsweise am Nordfuß des Hahnenkamms auf kurze Entfernungen von 200 m auf 25 m ab. Südlich Aschau konnten schließlich in einer Position, die dem Porphyroid entspricht, nur mehr dünne Lagen von Tuffiten beobachtet werden.

Die große flächenmäßige Verbreitung der Porphyroide (rund 300 km streichende Länge), die Verschweißung von Fremdgestein mit Porphyroidmaterial, Mineraleinsprenglinge, Obsidian bzw. Glasfetzen, Reste von eutaxitischen Gefügen und die schon primären Mächtigkeitsschwankungen werden neuerdings als Gründe

angeführt, daß ihre Platznahme subaerisch im Sinne von Glutwolkenabsätzen (Ignimbriten) erfolgt sei.

Über die Gleichsetzung der Porphyroide im Westabschnitt der Grauwackenzone mit dem Blasseneck-Porphyroid im Ostabschnitt hat niemals ein Zweifel bestanden. Obwohl im Gegensatz zur Umgebung von Eisenerz die Porphyroide des Kitzbühler Raumes bisher nicht durch Fossilien datiert werden konnten, ist auch für sie ein Alter im höheren Caradoc oder an der Grenze zum Ashgill zu vermuten.

Silur-Transgressionsbildungen

Über dem Porphyroid und seinem Tuffgefolge folgt lokal (z. B. Klausenbachgraben westlich Kitzbühel) ein maximal 80 m mächtiger Schieferhorizont, der Gerölle aus Porphyroid, Feldspat- und Quarzsandstein, Tonschiefer, Kieselschiefer und basischen Effusiva führt. In dieser Abfolge geht die zuunterst noch „porphyroide" Grundmasse nach oben allmählich in eine tonigsandige Matrix über. Die Geröllgemeinschaft bleibt jedoch gleich, sieht man von der Abnahme der Porphyroidkomponenten ab.

Als z. T. äquivalente Bildungen über den tieferen Wildschönauer Schiefern bzw. dem Porphyroid sind Arkosen, Feinkonglomerate und gradierte Sandsteine im Gebiet der Spießnägel südlich Kirchberg aufzufassen. Ebenso können damit die basalen Sandsteine im Profil Westendorf, etwa 7 km westlich von Kitzbühel, parallelisiert werden. Beide Vorkommen sind im Hangenden mit Kalken des mittleren und höheren Llandovery sedimentär verbunden. Daraus ergibt sich analog dem Ostabschnitt der Grauwackenzone, den Karnischen Alpen und den Karawanken auch für die Kitzbühler Alpen die Vorstellung, daß dieser klastische Horizont an den Beginn des Silurs gehört. Trifft dies zu, ist es naheliegend, auch diese Sedimente im Zusammenhang mit der weltweit zu beobachtenden Transgression des Silurmeeres zu sehen und in Übereinstimmung mit H. Mostler (1968, 1970) teilweise als Transgressionskonglomerate zu deuten. Gleichzeitig führen diese Überlegungen aber zur Schlußfolgerung, daß zwischen dem älteren Porphyroid und dem transgressiven Silur örtlich mit Schichtlücken zu rechnen ist.

Im Zusammenwirken von bruchtektonischer Aktivität zu Beginn des Silurs und unterschiedlicher Mächtigkeit des oberordovizischen Porphyroids erklärt sich die Vielfalt der silurischen Ablagerungen. Sie reichen von einer mehr oder weniger monotonen Schieferfazies („Höhere Wildschönauer Schiefer") über Schwellenbildungen mit kondensierten Abfolgen bis zu Flachwasserkalken, die vor allem das Bild im Llandovery prägen.

Die höheren Wildschönauer Schiefer (= Dientener Schiefer, partim)

Die Unterschiede zu den älteren Schiefern liegen vor allem in der Mächtigkeit, die 200 m nicht übersteigt, im Fehlen von Grüngesteinen, dem Auftreten von konglomeratischen Partien und der dunklen, bisweilen schwarzen Farbe der Gesteine. Nach oben gehen sie in eine 10–30 m mächtige Wechsellagerung von Kieselschiefern und Karbonaten des mittleren bis höheren Silur über (z. B. Lachtalgrundalm bei Fieberbrunn, Hahnenkamm, Kitzbühler Horn Südseite, Hohe Salve). Über diesem *Dolomit-Kieselschiefer-Komplex* (H. Mostler, 1966) folgt nach einem überregionalen Fazieswechsel in oder über der Graptolithenzone 34/35, d. h. nach dem Unter-Ludlow, der Beginn der geschlossenen Karbonatentwicklung.

Im Gebiet von Schwaz vermutete allerdings H. Pirkl (1961) ein Höherreichen der Wildschönauer Schiefer bis an die Basis des Schwazer Dolomits (Unterdevon). Eine Bestätigung für diese Annahme steht aber noch aus, da im Grenzbereich zwischen den Wildschönauer Schiefern und den maximal 10 m mächtigen Quarziten, die den Schwazer Dolomit unterlagern, bisher noch keine Fossilien gefunden werden konnten.

Der oben genannte Dolomit-Kieselschiefer-Komplex lieferte an der Lachtalgrundalm bei Fieberbrunn bestimmbare Graptolithen (H. Jaeger, 1978), nämlich *Monograptus bohemicus* (Barrande), *Monograptus dubius* cf. *frequens* (Jaekel), *Monograptus* sp. indet. ex gr. *colonus* (Barrande)?. Nach diesen Formen und gleichzeitigen Conodonten (sagitta-Zone) ist die Fundschichte mit der Graptolithenzone 33 im Unter-Ludlow zu datieren.

Kalke des älteren Silurs

Im Westabschnitt der Grauwackenzone sind tiefsilurische Karbonatgesteine bisher nur aus der Umgebung von Kitzbühel bekannt (Lachtalalm, Westendorf, Spießnägel). Es handelt sich um wenige Meter mächtige, kondensierte Kieselknollenkalke, rote Kieselkalke und bis 30 m mächtige Crinoiden- und schwarze bioarenitische Kalke, die der celloni-Zone, d. h. dem jüngeren Llandovery angehören. Die unterschiedliche litho- und biofazielle Ausbildung und die Verteilung dieser Typen weist für diese Zeit auf eine Gliederung des Ablagerungsraumes vom flachen Wasser bis in Stillwasserbereiche. Örtlich sind den Karbonatsedimenten Tuffite zwischenge-

schaltet; sie wurden einer Spätphase des älteren Quarzporphyr-Vulkanismus zugeordnet, doch scheint ein kausaler Zusammenhang mit der frühsilurischen Faziesdifferenzierung wahrscheinlicher.

Karbonate des Mittel- und Obersilurs

Noch innerhalb der amorphognathoides-Zone (= ältestes Wenlock) vollzieht sich im Kitzbühler Altpaläozoikum ein einheitlicher Wechsel zu laminierten Dolomiten, in die sich dünne Kieselschieferlagen zwischenschalten (*„Dolomit-Kieselschiefer-Komplex"* nach H. MOSTLER, 1966). Das maximal 30 m mächtige Schichtglied reicht bis ins älteste Ludlow. Über der ploeckensis-Zone (= ab Mittel-Ludlow) folgen ca. 10 m schwarze laminierte Dolomite, die lokal von grauen, bis 17 m mächtigen Orthocerenkalken vertreten sein können. Darüber kommt es zur Ausbildung meist heller, aber auch brauner Dolomite sowie rötlicher Cephalopodendolomite und Flaserdolomite mit zwischengeschalteten Kalken *(„Kitzbühler Horn Serie")*. Diese Entwicklung beginnt im Obersilur (eosteinhornensis-Zone); ihre Obergrenze liegt vermutlich im Prag.

Das Devon

Nach den bisherigen Ergebnissen hält die obersilurische Karbonatentwicklung über die Silur/Devon-Grenze an. Neben der schon oben erwähnten *Kitzbühler Horn Serie* ist im Unterdevon vor allem der bis 600 m mächtige *Schwazer Dolomit* anzuführen, der von Schwaz im Westen bis östlich des Wörgler Baches einen mehr oder weniger zusammenhängenden Zug bildet. Es handelt sich um einen meist grauen, grobkörnig kristallinen Dolomitkörper, der die Zeitspanne vom Lochkov bis in das Prag repräsentiert. Mikrofaziell können zwei Typen unterschieden werden: Während im unteren Teil biogenarme bis biogenfreie, laminierte Dolomite vorherrschen, besteht die Hauptmasse darüber aus dolomitisierten, organodetritischen Kalken mit Orthoceren, Crinoiden, Korallen, Bivalven und anderem Fossilschutt. Aus dem tieferen Anteil im Schwazer Dolomit führte H. PIRKL (1961) an: *Syringaxon zimmermanni* WEISSERMEL, *Thamnopora* cf. *reticulata* (BLAINVILLÉ), *Coenites* (?) *volaicus* (CHARLESWORTH).

Der *Spielbergdolomit* (A. MAVRIDIS & H. MOSTLER, 1970) baut hingegen den Karbonatgesteinszug von Kitzbühel im Westen bis Leogang im Osten auf. Lithofaziell gleichen diese Dolomite dem Schwazer Dolomit, da sie ebenfalls reichlich Biogenschutt, wie Crinoiden, Korallen, Bryozoen, Gastropoden und Stromatoporen führen. Untergeordnet kommen auch rötliche bis graue, mitunter schwarze Dolomite vor. Letztere können relativ fossilreich sein, doch ist die Erhaltung stets nur mäßig und exakte Bestimmungen sind daher kaum möglich. Immerhin erlauben Korallen die Feststellung, daß im Spielbergdolomit Unterdevon vertreten ist und die jüngsten Anteile vielleicht bis ins ältere Mitteldevon reichen könnten.

Den Spielbergdolomiten steht in einem südlichen, tektonisch getrennten Streifen eine z. T. gleich alte Fazies gegenüber *(„Südfazies")*, die in ihren basalen, unterdevonischen Partien Anklänge an den Schwazer Dolomit (bis 140 m helle Dolomite) erkennen läßt. Darüber folgen – biostratigraphisch bis jetzt noch nicht genau erfaßt – rote Flaserdolomite und vorwiegend dunkle Dolomite des höheren Unterdevons und Mitteldevons. Den Abschluß bilden maximal 10 m mächtige Tonschiefer, Kieselschiefer, tonreiche Kalke und Flaserkalke, die nach Conodonten in die Cheiloceras-Stufe zu stellen sind. Im älteren Famenne endet damit das bis heute bekannte Altpaläozoikum des Westabschnitts der Grauwackenzone.

Das Post-Variszikum (Hochfilzener Schichten)

In den nördlichen Kitzbühler Alpen ist ein ca. 4 km breiter Streifen von örtlich karbonen, vorwiegend aber permoskythischen Ablagerungen den Kalkalpen z. T. weit vorgelagert und mit der altpaläozoischen Grauwackenzone verschuppt oder noch in einem Transgressionsverband, wie am Hahnenkamm bei Kitzbühel und am Gaisstein bei Kirchberg. Häufig ist am Kontakt eine Basalbrekzie ausgebildet, die als Komponenten die meisten der in der Grauwackenzone vorkommenden Gesteine oder nur untergrundbezogene Gesteine führt. Darüber folgen rote Schiefer, Sandsteine und Magnesiteinschaltungen; Quarzporphyrtuffe schließen diesen Zyklus nach oben ab.

Recht unvermittelt setzen anschließend polymikte Konglomerathorizonte ein, die durch sandige Schieferlagen getrennt werden. Erst im Oberrotliegend und im Zechstein treten die Grobschüttungen wieder in den Hintergrund. An ihre Stelle treten sandige Schiefer und rote Sandsteine als ein Zwischenglied des insgesamt etwa 250 m mächtigen Permoskythsandsteins.

Im klastischen Perm der Grauwackenzone fehlt bisher jeder Fossilnachweis. Regionale Vergleiche zeigten aber überzeugend die Niveaugebundenheit der Quarzporphyre zwischen dem Unter- und Oberrotliegend. Daher ist versucht worden, diese Zeitmarke auch für die Gliederung des Postvariszikums in den Kitzbühler Alpen anzuwenden, zumal die Lithologie die

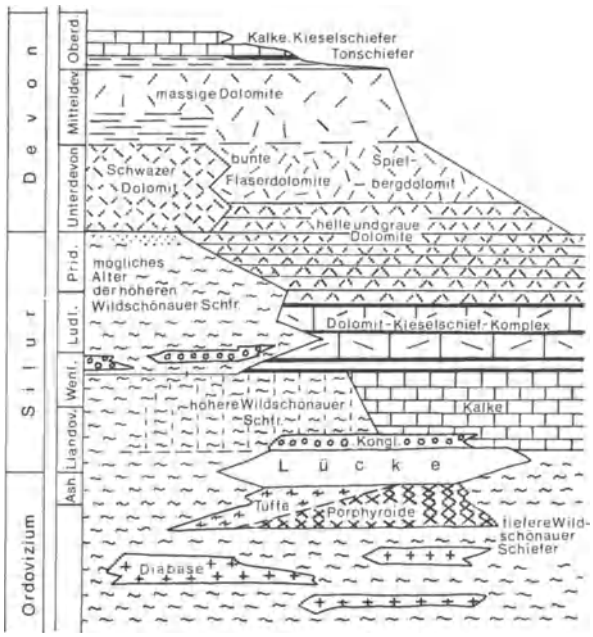


Abb. 61. Stratigraphie der Tiroler Grauwackenzone (nach H. MOSTLER verändert und ergänzt)

Annahme einer deutlichen Zäsur der Sedimentationsbedingungen gut stützen kann. Die tektonische Umgestaltung, die einen Umschlag in der Sedimentation zur Folge hat, ist nach diesen Überlegungen als Ausdruck der Saalischen Phase zu werten.

Im Schwarzleotal westlich Leogang ist seit langem ein Vorkommen von pflanzenführendem Karbon bekannt. W. J. JONGMANS bestimmte daraus Visé- und Westfalfloren. Der Fundpunkt konnte aber bisher nicht wiederentdeckt werden. Daher ist auch die Beziehung vom Karbon zu den oben genannten Permoskythablagerungen ungeklärt.

3.6.5.2. Bemerkungen zur Tektonik

In älteren Arbeiten wurde wiederholt die Ansicht vertreten, daß die Kitzbühler Alpen durch einen nordvergenten, großräumigen Falten- und Schuppenbau charakterisiert sind, aber die Frage des relativen Anteils von variszischer und alpidischer Tektonik an diesem Bau nur schwierig zu beantworten sei. Das gleiche Problem stellt sich auch heute. Da aus tektonischen, paläogeographischen und faziellen Gründen ein gemeinsamer Ferntransport der Grauwackenzone und der Kalkalpen aus einem weit im Süden gelegenen Bereich in alpidischer Zeit heute mehr denn je wahrscheinlich ist, ergibt sich die Frage, in welchem Maße variszische Strukturelemente dabei unversehrt mittransportiert worden sind. Eine Antwort kann nur die vergleichende Analyse des Flächen- und Achsengefüges von Grauwackenzone und Kalkalpensüdrand geben. Sollte der Strukturplan in beiden Einheiten gleich oder ähnlich sein (dies scheint der Fall zu sein), sind voralpidische Strukturen von alpidischen im Altpaläozoikum wohl kaum mehr zu unterscheiden.

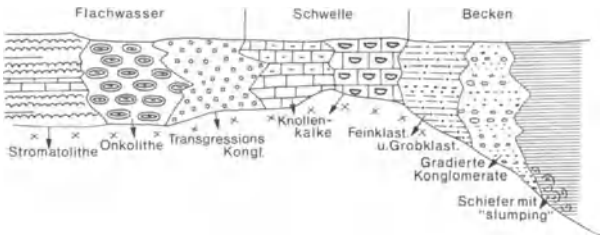


Abb. 62. Faziesverteilung im Llandovery der Grauwackenzone (Tirol und Salzburg)

Der hier behandelte Abschnitt der Grauwakkenzone gliedert sich in vier, E-W-streichende, von der Fazies bestimmte tektonische Einheiten (= Faziesdecken). Sie grenzen längs nordvergenter Überschiebungs- und Aufschiebungslinien aneinander oder sind durch steilstehende Brüche getrennt. An diesen Störungen sind Steilstellungen zu beobachten, die bis zur Überkippung gehen können, oder es kommt an den Deckenstirnen zur Hochschleppung von Schürflingen und zur Abscherung einzelner Stirnschuppen. Zum reichhaltigen tektonischen Inventar gehören ferner Stauchungen, nordvergente Faltungen und Ausquetschungen einzelner Schichtglieder, so daß z. B. Devon auf dem Oberordoviz-Porphyroid bzw. direkt auf den Wildschönauer Schiefern liegen kann.

Im Norden der Grauwackenzone herrscht allgemein steiles Südfallen, im Süden hingegen Nordfallen. Die Achsen aller Einheiten haben vorwiegend E-W-Richtung und fallen flach nach Osten und gelegentlich auch nach Westen. Diese E-W-streichenden Großstrukturen werden von N-S und NE-SW-Brüchen nur gering gestört.

Das Prinzip von Faziesdecken tritt im Zug des Spielbergdolomits besonders deutlich hervor. Hier dürfte eine weiträumige Überschiebung dieses Zuges über eine im Süden und Norden faziell ähnliche Einheit („Südfazies") mit nachträglicher Einmuldung und erneuter Anpressung erfolgt sein. Überdies zeigt sich, daß zwischen der größten Porphyroidmächtigkeit und der Mächtigkeit der devonischen Karbonate (organodetritische Spielbergdolomite) eine gute Korrelation herrscht. Diese nicht nur auf das Kitzbühler Altpaläozoikum beschränkte Erscheinung läßt somit den Schluß zu, daß in Hochzonen, d. h. in Gebieten mit maximaler ursprünglicher Porphyroidakkumulation, bevorzugt organogene Karbonatproduktion stattfand.

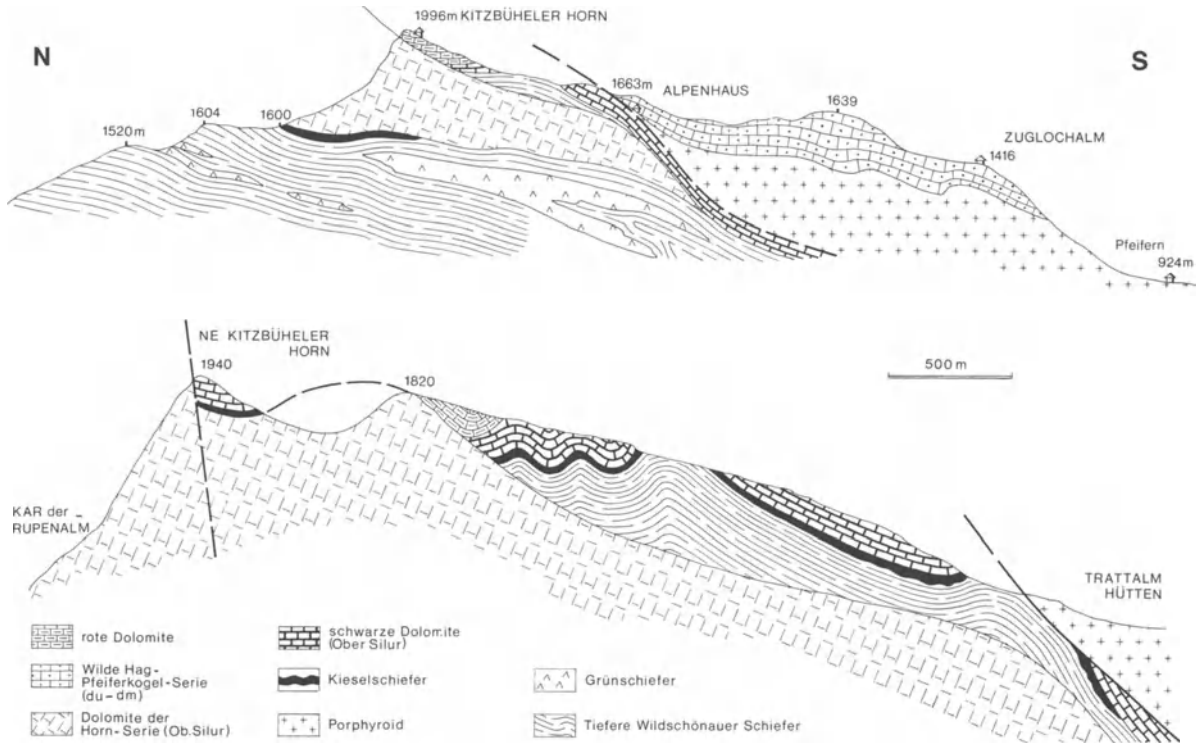


Abb. 63. Der Bau des Kitzbüheler Horns nach G. EMMANUILIDIS & H. MOSTLER, 1970 (umgezeichnet)

3.6.6. Die Grauwackenzone von der Zeller Furche bis Radstadt

Das Kitzbühler Altpaläozoikum setzt östlich der Zeller Furche in einen nach Osten schmäler werdenden Streifen fort. Die Berge werden bei ähnlichen Bergformen wie westlich Zell am See nach Osten allmählich niedriger und sinken schließlich bei Radstadt unter die Waldgrenze ab (Hundstein, 2117 m; Hochgrüneck, 1827 m; Roßbrand, 1770 m). Durch das nach Norden biegende Salzachtal entstand ein tiefer Einschnitt, hinter dem im Norden die hellen Felsmauern der Kalkalpen aufsteigen.

Die Nordgrenze folgt der Linie Saalfelden-Alm-Bischofshofen-Fritzbach-Filzmoos zum Südfuß des Dachsteins. Während hier örtlich noch der normale Transgressionsverband der Grauwackenzone mit den Kalkalpen erhalten ist (es überwiegt intensive Schuppenbildung zwischen Altpaläozoikum und Kalkalpenbasis, so z. B. im „Werfener Schuppenland"), ist der Südrand eine bedeutende Störungszone. Diese tritt im Westen als Salzachtalstörung (Tauernnordrandstörung) sehr markant in Erscheinung und setzt nach Osten in die Grenze zwischen Ennstaler Phylliten und dem südlich anschließenden Kristallin der Niederen Tauern fort. An ihr keilt im Forstautal das Schladminger Kristallin tektonisch nach Westen aus, doch markieren vereinzelt Kristallinlamellen und Reste zentralalpinen Mesozoikums den weiteren Verlauf der Grenzfuge. Bei Fehlen dieser trennenden Elemente ist die Grenzziehung wegen der Ähnlichkeit der Gesteine der Quarzphyllitdecke im Süden (= Radstädter Deckensystem) mit den Phylliten der Grauwackenzone im Norden erschwert. Mitunter wird daher die Annahme einer mehrere 100 m breiten Schuppenzone (z. B. zwischen Forstau- und Preuneggtal) den Grenzverhältnissen am Südrand der Grauwackenzone am besten gerecht. Um die Bedeutung dieser Störung hervorzuheben, mögen die eingeklemmten Tertiärvorkommen von Radstadt und Wagrain erwähnt werden.

Der Gesteinsbestand in diesem Segment unterscheidet sich nur unwesentlich vom Kitzbühler Altpaläozoikum. So nehmen auch hier die früher unter der Bezeichnung „Pinzgauer Phyllit" bekannten Schiefer im Liegenden des oberordovizischen Porphyroids die größte Verbreitung ein. Sie entsprechen in lithologischer Hinsicht völlig den oben genannten Wildschönauer Schiefern; etwa zwei Drittel des Gesamtumfangs besteht aus pelitischen Folgen, der Rest wird von Sub-

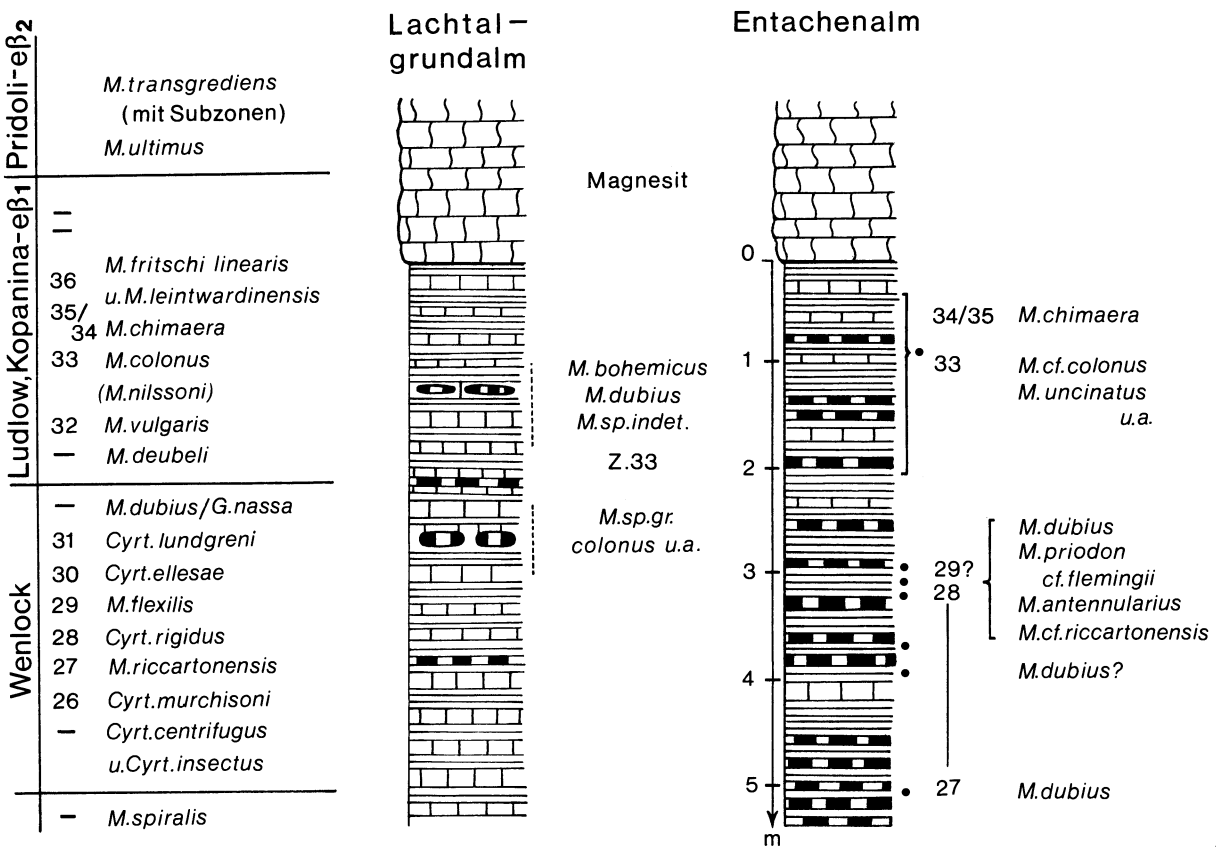


Abb. 64. Die Graptolithenvorkommen an der Lachtalgrundalm bei Fieberbrunn (Tirol) und an der Entachenalm bei Hintertal (Salzburger Grauwackenzone) nach H. JAEGER (1978)

grauwacken gebildet. In diesen Schieferkomplex schalten sich z. T. mächtige basische Laven und Tuffe ein. Erstere sind hier weit häufiger als im Kitzbühler Raum. Von den Diabasen sind solche mit ophitischer Struktur mengenmäßig am stärksten verbreitet. Mit porphyrischen Diabasen sind Kristalltuffe bis lapilliführende Tuffe verbunden, die durch ihre rotviolette bis intensiv grüne Färbung im Gelände auffallen (vgl. F. K. BAUER et al., 1969).

Die Porphyroide treten in diesem Abschnitt in zwei Typen auf. Neben massigen Porphyroiden sind häufig Serizitschiefer entwickelt, die als stark verschieferte Porphyroide gedeutet werden. Sie treten im Vergleich zu den Tuffen und Tuffiten jedoch stark zurück.

Auffallend sind auch in diesem Gebiet die stark schwankenden primären Mächtigkeiten des Porphyroids, der ähnlich dem Kitzbühler Raum im Hangenden in feinkonglomeratische Partien übergeht, in denen der Gesteinsbestand der Unterlage aufgearbeitet ist.

Dientener Schiefer

Unter dieser Bezeichnung wird in der Salzburger Grauwackenzone eine feinklastische Folge des jüngeren Llandoveiy bis mittleren Wenlock verstanden, die von den älteren Grauwackenschiefern stets gut abtrennbar ist. Es handelt sich um schwarze Tonschiefer, Alaunschiefer, Kieselschiefer und Lydite, in die sich im höheren Teil bituminöse Kalkbänke einschalten. Daraus entwickelt sich im Hangenden die „Kalk-Kieselschiefer-Serie" = „Dolomit-Kieselschiefer-Komplex" um Kitzbühel.

Während aus dem Niveau mit den dunklen Kalklagen am Nagelschmiedpalfen bei Dienten eine reiche Muschel- und Orthocerenfauna stammt, die zuerst von F. v. HAUER (1847) und später von G. STACHE (1879–1890) sowie F. HERITSCH (1929) ausführlich beschrieben wurde, sind aus charakteristischen Dientener Schiefern Graptolithen nur von der Entachenalm bei Hintertal bekannt geworden (H. HAIDEN, 1936; O. FRIEDRICH & I. PELTZMANN, 1937; H. JAEGER,

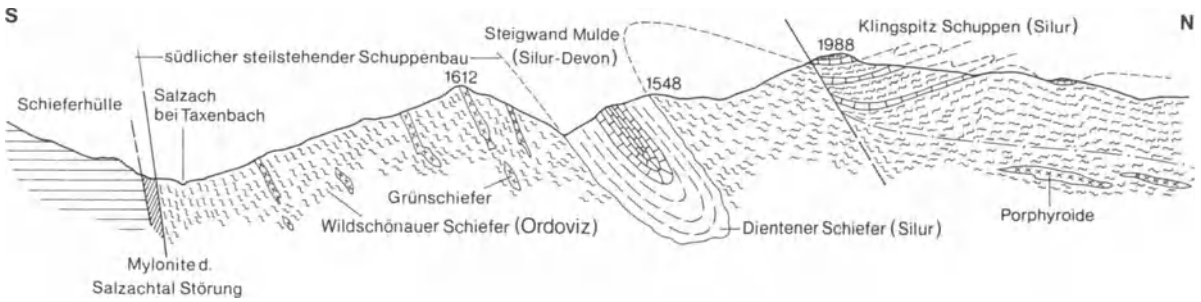


Abb. 65. Ein Nord-Süd Profil durch die Salzburger Grauwackenzone im Gebiet südlich von Dienten (nach F. K. BAUER et al., 1969)

1978). Nach der Revision dieser Fauna und Neuaufsammlungen unterschied H. JAEGER eine Ludlow- und eine Wenlockfauna. Für das Ludlow (Zone 33 und 34/35) werden genannt: *Monograptus uncinatus* TULLBERG, *Monograptus nilssoni* LAPWORTH, *Monograptus* cf. *roemeri* (BARRANDE), *Monograptus bohemicus* (BARRANDE)?, *Monograptus dubius* (SUESS), *Monograptus chimaera* (BARRANDE), *Monograptus* cf. *colonus* (BARRANDE). Da die Fundschicht der Graptolithen höchstens 2 m unter den hangenden Karbonaten (Magnesit) liegt, ergibt sich, in Übereinstimmung mit graptolithen- und conodontenstratigraphischen Ergebnissen in den Kitzbühler Alpen, auch in der Salzburger Grauwackenzone der Beginn der geschlossenen Karbonatfazies in der Graptolithenzone 34/35 oder wenig später, d. h. zu Beginn des Mittel-Ludlows.

Nach H. JAEGER (1978) treten in den Dientener Schiefern in einem Niveau, das 3–5 m unter den Karbonaten liegt, auch Wenlock-Graptolithen auf, und zwar konnten Formen, die für den höheren Teil des unteren bis mittleren Wenlock kennzeichnend sind (Zone 27–29), erstmals nachgewiesen werden (vgl. Abb. 64).

Obersilurische Karbonatbildungen

Über den Dientener Schiefern folgen nach einer geringmächtigen Übergangszone zwei unterschiedliche Karbonatentwicklungen, nämlich zum einen Teil mindestens 40 m mächtige, gebankte, graue Crinoidenkalke, die nach Osten bis St. Johann einen mächtigen Zug aufbauen, zum anderen dunkelbraune bis ockrige, ostracodenführende Kalkmergel mit Mächtigkeiten bis 120 m. Bisher fehlen Beweise, daß eine der beiden Fazies die Silur/Devon-Grenze überschreitet. Als weiterer auffallender Unterschied gegenüber dem Kitzbühler Altpaläozoikum gilt das fast völlige Fehlen von Dolomiten des Silurs und Devons.

Das Postvariszikum

Im Mitterberger Gebiet folgt über dem Altpaläozoikum der Grauwackenzone das mit Hilfe von Sporen ins Oberkarbon eingestufte Gainfeldkonglomerat, das vielleicht mit ähnlichen Bildungen bei Filzmoos parallelisiert werden kann. Über diesem nur lokal auftretenden groben Basishorizont schließt eine etwa 900 m mächtige, vorwiegend feinklastische Permoskyth-Folge an.

Der tiefere, etwa 200 m mächtige Anteil besteht aus rotviolett gefärbten Quarziten und sandigen Schiefern, in denen lokal Dolomit und Magnesitkonkretionen eine leicht salinare Fazies andeuten („violette Serie", Fellersbachschichten). Etwa im Mittelteil schalten sich örtlich Quarzporphyrtuffe ein, die auch hier als lithostratigraphischer Bezugspunkt für die Grenze Unter-/Oberrotliegend gewertet werden. Darüber folgen 600–700 m mächtige „grüne Schichten" (Mitterberger Schichten), die aus grünen und grauen Schiefern, Sandsteinen und Geröllschiefern bestehen. Wie im Liegenden, geben auch hier Einschaltungen von Haselgebirge („grüne Brekzie"), Gips und Anhydrit Hinweise auf Salinarbedingungen. Es dürfte sich demnach um Ablagerungen des extremen Flachwasserbereichs handeln.

Metamorphose und Tektonik

Postkinematische Chloritoidsprossung findet sich als Durchläufermineral in der ganzen Breite der Grauwackenzone. Daneben konnte im Nordbereich Pyrophyllit, Paragonit und „mixed-layer" Paragonit/Muskowit nachgewiesen werden, während Stilpnomelan erst weiter im Süden auftritt. Demnach war in diesem Segment eine Metamorphose wirksam, die der niedrig temperierten Grünschieferfazies („low grade" nach H. G. F. WINKLER, 1976) entspricht. Nach der Illitkristallinität gehört die gesamte Salzburger Grauwak-

kenzone mit dem Südrand der Kalkalpen in die Epizone.

Die Intensität der variszischen Metamorphose der Grauwackenzone kann bisher noch nicht in befriedigender Weise beurteilt werden.

Zwischen Zeller Furche und dem Salzach-Quertal gliedert sich die Grauwackenzone in zwei tektonische Abschnitte. Längs des Salzachtals wird der südlichste Bereich der Grauwakkenzone von einer 1–3 km breiten Schuppentektonik beherrscht, die nach Norden in einen steilen Faltenbau übergeht. Daran schließen flach liegende Schuppendecken an, die lokal von kleinräumigen inversen Deckschollen überlagert werden (F. K. Bauer et al., 1969).

Beiderseits der markanten Salzachstörung wird das tektonische Bild von einer deutlichen B-Achsendivergenz bestimmt: Konstant E-W-streichenden Achsen im Süden steht im Norden eine Achsenrichtung um 110° mit merkbar steilerem Abtauchen nach Osten gegenüber. Jüngere Nord-Süd-Störungen und Parallelbrüche der Salzachstörung bewirken eine weitere Zerlegung älterer tektonischer Strukturen dieses Gebietes.

3.6.7. Die Grauwackenzone des Ennstales

Zwischen Schladming, wo der triadische Mandlingzug die Grauwackenzone schräg durchschneidet, und dem Hochgrößen bildet der Ennstaler Phyllitkomplex über eine Strecke von mehr als 40 km einen mehrere Kilometer breiten Streifen, der allgemein als Fortsetzung der Salzburger Grauwackenzone angesehen wird. Südlich von Selzthal (Strechaugraben) sind die Phyllite in direktem Zusammenhang mit der Grauwakkenzone des Paltentals.

Als Vorberge der Niederen Tauern und im Raume von Gröbming auch des Dachsteinmassivs tritt diese Zone morphologisch kaum in Erscheinung. Erst südlich von Liezen bildet sie eine Berggruppe (Blosen, 1721 m).

Im Gegensatz zur klaren Nordgrenze der Grauwackenzone – sie liegt zwischen Liezen und Steinach unter den Alluvionen des Ennstals bzw. in der weiteren westlichen Fortsetzung am Fuß des Grimming, wo bei St. Martin das westlichste Karbon-Vorkommen liegt – sind die Meinungen über die Südbegrenzung der Ennstaler Phyllite sehr verschieden. So wird von einer Gruppe ein allmählicher metamorpher und stratigraphischer Übergang in die südlichen Wölzer Glimmerschiefer angenommen; andere sprechen von lokaler Abscherung des Daches der Niederen Tauern unter Einklemmung permo-mesozoischer Gesteine (Sölk-Gumpeneckmarmore, Mölbeggschuppen) an der Grenzfuge, und schließlich wird für die Ennstaler Phyllite der gleiche Ferntransport vermutet, der nach der Deckenlehre für die übrige Grauwackenzone als Teil des Oberostalpins gefordert wird. Das tektonische Bild des Grenzbereichs wird dabei auf eine intensive Schuppung im Stirnbereich des Kristallins zurückgeführt, die besonders im Rahmen des Bösensteinkristallins zum Ausdruck kommt.

Die Ennstaler Phyllite umfassen, neben der Hauptmasse dünnblättriger Phyllite, Einschaltungen von Grünschiefern, Kalkphylliten, gelegentlich Bänderkalken sowie schwarze kohlenstoffreiche Schieferhorizonte. Nach R. Schumacher (in H. Priewalder & R. Schumacher, 1976) sind diese Gesteine in variszischer Zeit unter den pt-Bedingungen der Grünschieferfazies umgewandelt und postkristallin intensiv deformiert worden. Dennoch kann noch oft das stoffkonkordante sedimentäre Gefüge und ein ehemaliger Großfaltenbau erkannt werden.

Sieht man von der nur historisch bemerkenswerten Vorstellung eines Karbon-Alters der Ennstaler Phyllite durch L. Kober (1912) ab, so vertraten nahezu alle späteren Bearbeiter die Meinung, daß die hier angetroffenen Gesteine ein Äquivalent der feinschichtigen Grauwackenschiefer im Liegenden des Porphyroids sind, die nur durch ihren quarzphyllitischen Habitus abweichen. Diese Ansicht konnte in letzter Zeit insoferne bestätigt werden, als ein Oberordoviz-Silur-Alter durch Chitinozoen-Funde für Teilbereiche der Ennstaler Quarzphyllite nachgewiesen werden konnte.

3.6.8. Die Grauwackenzone der Eisenerzer Alpen und des Palten-Liesingtals

Im Raum zwischen dem Palten-Liesingtal, Eisenerz und Bruck a. d. Mur zeigt die Grauwakkenzone ihre breiteste Entwicklung (20-25 km Breite) und den vollständigsten Schichtbestand. Die Vielfalt der hier angetroffenen Gesteine reicht von tonig-sandigen Sedimenten und Kalken über basische und saure Eruptiva bis zu angeblich „altkristallinen“ Schollen. Während im Ordoviz und Silur vor allem klastische Sedimente vorherrschen, setzt besonders im Unter-

devon eine mehrere 100 m mächtige Karbonatentwicklung ein. Ihr wird ein Großteil der Kalke am Polster und am Erzberg zugerechnet, weiters der Zug von der Vordernberger Mauer über Eisenerzer Reichenstein (2165 m) und Hohe Lins zum Wildfeld, das Reitingmassiv (Gößeck, 2214 m), die Rauchkoppe, der Zeiritzkampel (2125 m) und die Kalke des Hochspitz wie der Hohen Trett.

Neben der mechanischen Beanspruchung aller Gesteine, hervorgerufen durch die intensive alpidische Einengungstektonik, wurden die polymetamorphen Gesteine der Grauwackenzone und der Südrand der Kalkalpen noch von der alpidischen Metamorphose und Durchbewegung erfaßt, so daß Fossilien nur mehr an wenigen Stellen erhalten sind und nur ungefähre Altershinweise ermöglichen. Wenn trotzdem heute eine sehr ins Detail gehende Gliederung der Schichtfolgen vorgelegt werden kann, so ist dies das Ergebnis bereits erwähnter, umfangreicher conodontenstratigraphischer Untersuchungen, die in vielen Fällen auch in schwach metamorphen Komplexen noch zu verläßlichen Daten führten.

Vor allem die Kalkberge sind oft stark felsig und bilden Bergformen, die sich von den almenreichen Schieferbergen und den bewaldeten Tälern kontrastreich abheben. Auch an der Südseite des WNW-ESE verlaufenden Palten-Liesingtales gibt es südöstlich Trieben noch Vorberge aus Gesteinen der Grauwackenzone, die etwa 1800 m Höhe erreichen.

3.6.8.1. Die Norische Decke (Obere Grauwackendecke)

Ordovizium

Wie erwähnt, datieren die ältesten Fossilien der Grauwackenzone die Basis des Porphyroids in der Umgebung von Eisenerz ins jüngere Caradoc oder an die Grenze zum Ashgill. Darunter ist eine mehr oder weniger klastische Abfolge entwickelt, die an den Südhängen des Polsters 300 m nicht überschreitet, im Südbereich der Grauwakkenzone (z. B. Lange Teichen nördlich Kalwang) aber an die 1000 m mächtig werden kann. Sie besteht aus Serizitschiefern, sandigen Schiefern, Quarziten sowie nahe der Basis geringmächtigen Grünschiefern und einem Marmorband. An der unmittelbaren Basis dieses Altpaläozoikums treten nördlich des Liesingtales über mehr als 10 km Längserstreckung konglomeratische Partien auf. Als Gerölle fanden sich darin Restquarze und auffallend viele helle Orthogneiskomponenten. Letztere weisen auf ein vor-oberordovizisches Granitmassiv, in dessen Nahbereich der Sedimentationstrog der östlichen Grauwackenzone lag.

Die nach unten zu progressiv metamorphe Abfolge mit Biotit- und Granatsprossung grenzt tektonisch an die sichtlich geringer metamorphen Schiefer und Kalke der Veitscher Decke.

In der Umgebung von Eisenerz sind der oben genannten basalen Schichtfolge wenige Meter unter dem Porphyroid bis 30 m mächtige Kalklinsen eingelagert. Sie führen ebenso wie die lokal im Hangenden des Porphyroids über den Polsterquarziten entwickelten Cystoideenkalke Conodonten. Da die Fauna in beiden Niveaus nur geringe Unterschiede zeigt, liegt der Schluß nahe, daß der saure Vulkanismus einen relativ kurzen Zeitraum repräsentiert.

Für die *Porphyroide* im Mittelabschnitt der Grauwackenzone gelten in bezug auf die Lithologie, den Chemismus und die Mächtigkeitsverhältnisse die gleichen Feststellungen wie im Westabschnitt. So zeigt sich etwa am Südrand der Grauwackenzone auf wenige Kilometer ein primäres Ausdünnen der noch am Blasseneck mehrere 100 m mächtigen Porphyroide in östlicher Richtung. Zugleich nimmt nördlich des Liesingtales der Sedimentanteil erheblich zu und es stellen sich örtlich Porphyroidtuffite ein, bis schließlich Vulkanite gänzlich fehlen und durch helle Quarzite vertreten werden (z. B. Reitingau, Magdwiesengraben).

Die *Polsterquarzite* als Auflage des Porphyroids sind nur an wenigen Stellen ausgebildet. Sie werden bis 60 m mächtig, sind meist hell und sehr kompakt. In stark verwitterten Zonen führen sie gelegentlich Abdrücke von Bryozoen, Brachiopoden und Echinodermaten, die aber aufgrund ihrer schlechten Erhaltung keine Bestimmung zulassen.

Im Faziesbild des Ordoviziums werden diese Bildungen als Abtragungsschutt der örtlich über den Meeresspiegel aufragenden Porphyroidplatte gedeutet. Dafür spricht, daß sie im Eisenerzer Raum stets an die maximalen Mächtigkeiten des Porphyroids gebunden sind und mit dünnen Kalklagen von Art der Cystoideenkalke in einer geringmächtigen Wechselfolge stehen können (*„Übergangsporphyroid"*). Am Ende des Ordoviziums schließen die bis 17 m mächtigen, ebenfalls nur lokal verbreiteten *Cystoideenkalke* diese Entwicklung ab (z. B. Polster, Rotschütt).

Silur

Das Silur ist im Mittelabschnitt der Grauwakkenzone durch eine mannigfaltige Gesteinsgesellschaft gekennzeichnet, die von Karbonaten über Graptolithenschiefer bis zu Vulkaniten reicht. Als Ursachen der mit Beginn des Silurs einset-

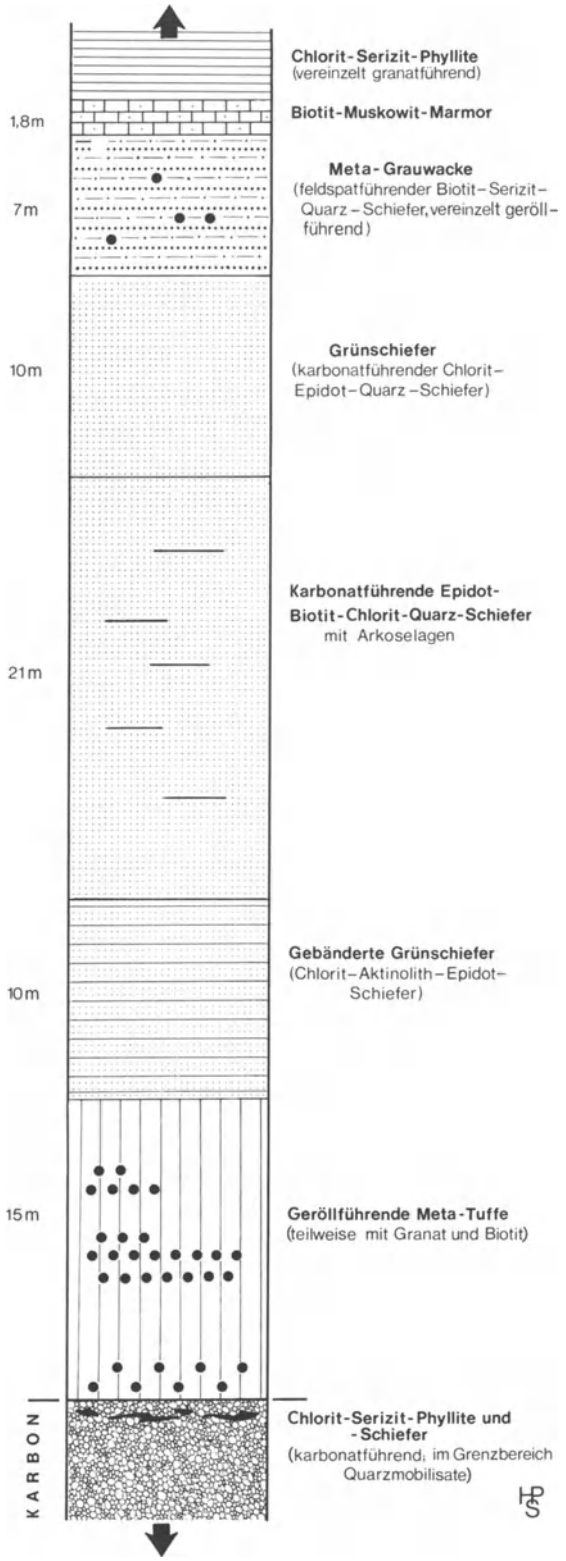


Abb. 66. Basisprofil der Norischen Decke südwestlich des Hohen Gemeindekogels nördlich Kallwang

zenden Faziesdifferenzierung können einerseits die verschieden hoch aufragende, oberordovizische Porphyroidplatte, zum anderen Bruchtektonik im Zusammenhang mit basischem Vulkanismus verantwortlich gemacht werden. Beide Erscheinungen erklären die vielenorts beobachteten Schichtlücken zwischen Ordoviz und Silur, die im Extremfall den Zeitraum von Ashgill bis Ludlow umfassen. Dennoch herrscht im Schichtverband über den Grenzbereich hinweg überall Konkordanz.

Die Basis des Silurs ist bisher erst am Polster und am östlich folgenden Kamm der Rotschütt bekannt geworden. Es handelt sich am Polster um 0,60 m mächtige *Kalksandsteine,* die über den erwähnten Cystoideenkalken folgen und hangend von Kalken des Llandovery bzw. auf der Rotschütt von obersilurischen Kalken überlagert werden. Für das mittlere Silur (Wenlock bis Mittel/Ober-Ludlow) ist in den Eisenerzer Alpen in auffallender Übereinstimmung mit dem Kitzbühler Raum eine von *„Kieselschiefern"* dominierte Fazies kennzeichnend. Sie wird in der Umgebung von Eisenerz über 100 m mächtig und besteht hier aus einer Wechselfolge von schwarzen Alaunschiefern, Kieselschiefern und dünnplattigen dunklen Kalken, die nach der ploeckensis-Zone, d. h. im Oberludlow, von einer reinen Kalkentwicklung verdrängt werden, die auch im Devon fortdauert.

Von den früher in diesem Abschnitt der Grauwackenzone häufig genannten Graptolithenvorkommen ist nur der Sauerbrunngraben bei Eisenerz als solches anzuerkennen. Die nicht näher bestimmbaren Monograpten weisen in Übereinstimmung mit Conodonten in zwischengeschalteten Kalkbänken auf Silur (Grenzbereich Llandovery/Wenlock). Ordovizische Graptolithen konnten hier ebensowenig bestätigt werden wie angebliche Funde im nahegelegenen Weiritzgraben, am Salberg bei Liezen oder nördlich von Gaishorn.

In den südlichen Eisenerzer Alpen sind die Silurablagerungen viel bunter als im Norden. Hier finden sich im Llandovery schwarze und phyllitische Schiefer, die an der Wende zum Wenlock ebenfalls dunkle Kalkbänke einschalten. Darüber folgen im Wechsel mit Schwarzschiefern bis 300 m mächtige basische Vulkanite (nach G. HIESSLEITNER: Diabasschiefer, Chloritschiefer, Amphibol-Plagioklasgesteine), Flaserkalke, Tonschiefer, Eisenkalke, plattige Kalke, Orthocerenkalke und „löchrige" Kalke des Obersilurs. Die genannte Entwicklung baut die Nordhänge des Finstergrabens auf und zieht nach Osten in den Talschluß des Langenteichengrabens; hier spaltet sie sich in zwei Zonen, die in den Gößgraben bzw. nach Südosten in die

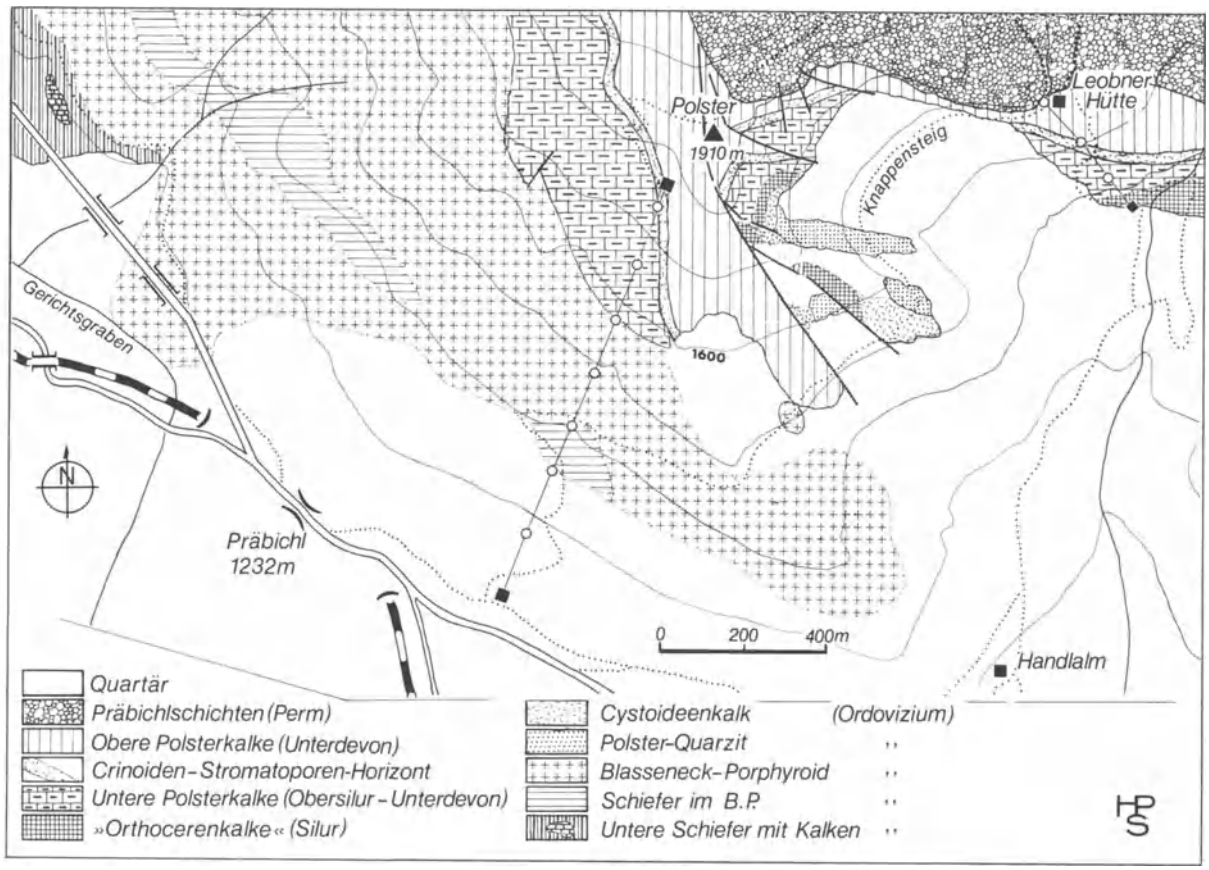


Abb. 67. Die Grauwackenzone im Gebiet des Polsters nordöstlich des Präbichl

Reitingau streichen. Im Reitingmassiv unterlagert die gleiche Folge muldenförmig die unterdevonischen Kalke.

Nach der bisherigen Kenntnis dieses Raumes hat es den Anschein, daß die erwähnten Kalke ohne merkbaren lithologischen Wechsel die Grenze zum Devon übersteigen. Allerdings ist die Silur/Devon-Grenze in diesem Segment der Grauwackenzone bisher noch nirgends befriedigend erfaßt. Dies hat seinen Grund in den schlecht erhaltenen und wenig charakteristischen Conodonten im vermuteten Grenzbereich.

Devon

Das auffallendste Merkmal des Devons ist im Vergleich zu anderen ostalpinen Paläozoikumsvorkommen die Einheitlichkeit der Karbonatfazies. Dabei muß allerdings einschränkend bemerkt werden, daß zum gegenwärtigen Zeitpunkt das Devon der Eisenerzer Alpen erst in wenigen Profilen untersucht ist und eine Abgrenzung und Typisierung von Unter-, Mittel- und Oberdevon in der insgesamt nicht über 400 m mächtigen Entwicklung noch nicht möglich ist.

Im allgemeinen sind die 200–300 m mächtigen Kalke des Unterdevons durch das Vorherrschen von verschiedenfarbigen Flaserkalken und in ihren hangenden Anteilen durch das Auftreten von grob gebankten, hellen und rosa geflammten Kalken charakterisiert. Die Flaserkalke können je nach Tongehalt als Kalkknollenschiefer entwickelt sein; sie führen wie die kompakteren Flaserkalke häufig Tentakuliten (z. B. Erzberg).

Mitunter schalten sich in diese bunte Kalkfolge organodetritische Horizonte mit Mächtigkeiten bis 40 m ein. Es handelt sich um graue, grob gebankte Stromatoporen-Crinoidenkalke (z. B. Polster) des flachen Wassers, die durch Schuttströme in den Sedimentationsraum der Tentakulitenkalke gelangten.

Als stratigraphische Fixpunkte im Unterdevon gelten Funde der *Icriodus postwoschmidti*- und der *Ancyrodelloides*-Fauna in den bunten „Unteren Polsterkalken" bzw. der liegenden Kalkplatte der Donnersalpe westlich Eisenerz, die

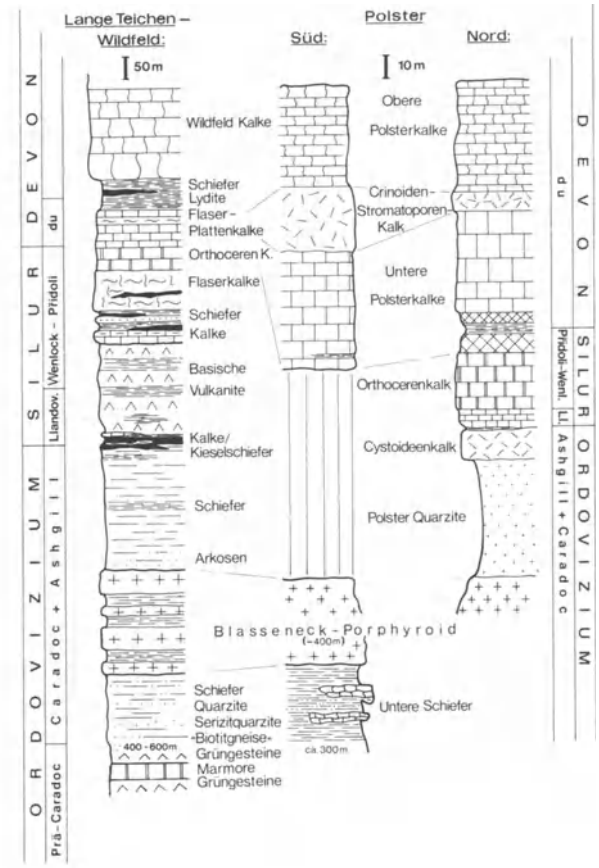


Abb. 68. Die Schichtfolgen des Altpaläozoikums der Norischen Decke im Raum Eisenerz/Polster und am Südrand der Eisenerzer Alpen

damit als sicheres Äquivalent des Lochkovs anzusehen sind. Die höheren, grob gebankten hellen und rosa gefleckten Kalke werden auch als *Sauberger Kalke* bezeichnet. In ihnen fand sich früher eine bezeichnende Fauna des jüngeren Unterdevons mit Favositiden, Brachiopoden, Cephalopoden und Trilobiten (Scutelliden). Neuderdings bestätigen Conodontenfunde die Einstufung dieser Kalke in das jüngere Unterdevon (oberes Prag – Zlichov).

Das Mitteldevon konnte aufgrund des mäßigen Erhaltungszustandes und der Individuenarmut der Faunen bisher conodontenstratigraphisch nicht sicher belegt werden. Diesem Zeitabschnitt werden daher – nach ihrer Position zwischen conodontenführenden Unterdevon und Oberdevon – graue splittrig-harte und z. T. gut gebankte Kalke zugewiesen. Die Mächtigkeit dieses Paketes dürfte 50 m nicht übersteigen.

In älteren Berichten wurden häufig helle massige Kalke als mitteldevonische Riffazies gedeutet (z. B. Linseck, Rauchkoppe, Stadelstein, Schwarzenstein, Hochstein, Gösseck-Gipfel, Polster, Vordernberger Mauer) und als Beweis Korallen wie *Heliolites* und *Syringopora* sowie Stromatoporen angeführt. Soweit diese Angaben conodontenstratigraphisch überprüfbar sind, handelt es sich immer um unterdevonische Kalke, die in den Eisenerzer Alpen ganz offensichtlich den Hauptanteil der Karbonatsedimente repräsentieren. Diese Feststellungen können aber jüngere, bisher nicht datierte oder noch nicht gefundene organodetritische Kalke keinesfalls ausschließen.

Hellgraue bis weißliche und rötliche, undeutlich bis gut gebankte Kalke lieferten in der Um-

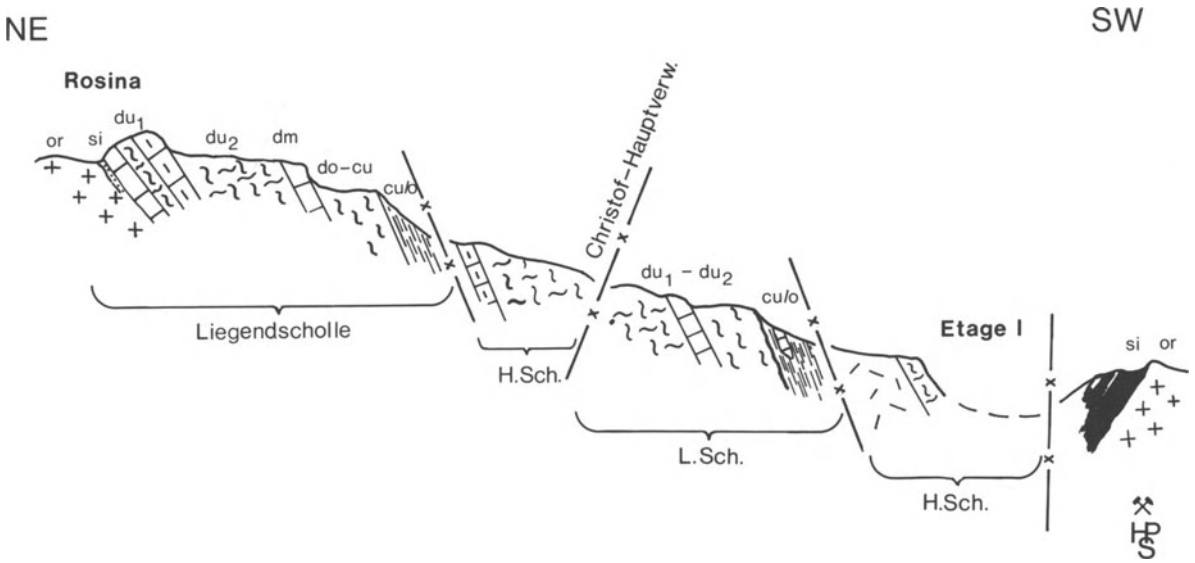


Abb. 69. Das stratigraphisch-tektonische Bauschema des Steirischen Erzberges, *or* Ordoviz; *si* Silur; *du, dm, do* Unter-, Mittel-, Oberdevon; *cu/o* Unter- und Oberkarbon. (Legende siehe Abb. 68 und 145)

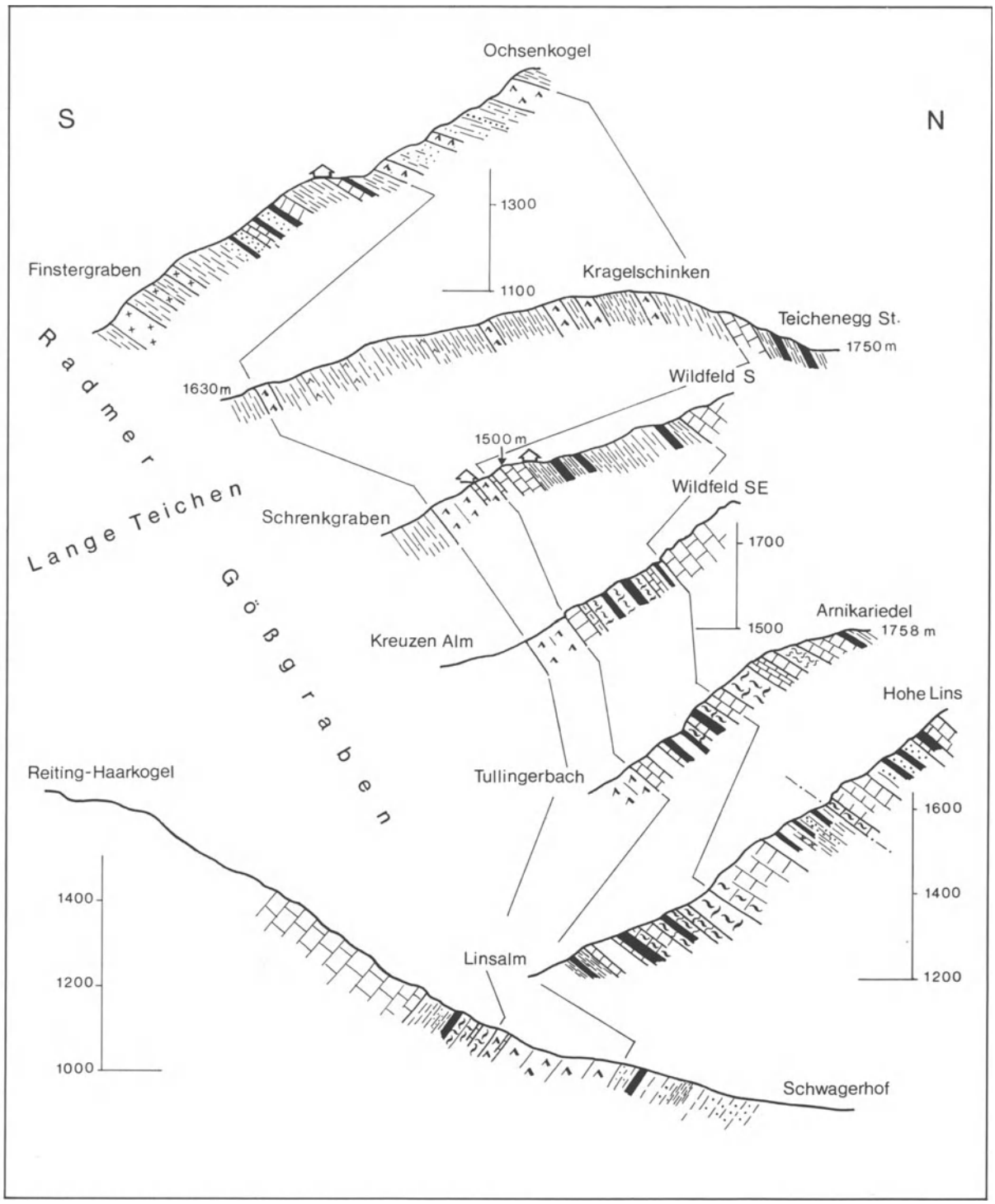


Abb. 70. Profilserie durch die Oberordoviz- bis Devon-Schichtfolge im östlichen Finstergraben bei Radmer, im Talschuß der Langen Teichen und im Gößgraben westlich Trofaiach. Beachte Überlagerung der Wildfeld-Decke durch die Reiting-Decke im Profil Linsalm-Hohe Lins (Legende siehe Abb. 68, 69 und 145)

gebung von Eisenerz Conodonten des Oberdevons. Indirekt belegt ist dieser Zeitabschnitt außerdem durch Kalkgerölle in der unterkarbonen Kalkbrekzie am Erzberg. Auch hier können aber aufgrund des Erhaltungszustandes keine genauen Aussagen über den zeitlichen Umfang und daher auch keine Mächtigkeitsangaben (10–40 m?) gemacht werden.

Karbon

Mit scharfer Grenze folgt am Erzberg über devonischen hellen Flaserkalken lokal eine bis 2 m mächtige Kalkbrekzie bzw. der „Zwischenschiefer". Die Brekzie besteht vorwiegend aus einer grauen Crinoidenschuttmatrix, in der bis dm-große helle und dunkle Lithoklaste meist dicht eingestreut sind, die Visé- und Devonconodonten führen. Eine Abtrennung dieses Horizontes war bisher mangels biostratigraphischer Daten nicht möglich. Dazu kommt, daß dieses Gestein durch die starke Metamorphose fast vollständig an das Nebengestein angeglichen wurde. Die Kontaktverhältnisse zur Umgebung ließen sich aus diesem Grund erst nach Detailuntersuchungen befriedigend klären. Danach ist die Grenzfläche entweder ebenflächig und parallel zur Schichtung des Devons, oder das Unterkarbon greift reliefartig in den Untergrund ein, der im Extremfall der Sauberger Kalk des jüngeren Unterdevons sein kann.

Nach der Komponentenanalyse sind in der Brekzie Unterdevon-, Oberdevon- und Visé-Kalke aufgearbeitet. Aufgrund der schlechten Erhaltung der gesamten Fauna ist es derzeit nicht möglich, den genauen stratigraphischen Umfang der Conodonten-Mischfauna anzugeben.

In den Eisenerzer Alpen ist ein bis 100 m mächtiger, dunkler Schieferhorizont das jüngste Schichtglied des Variszikums *(Eisenerzer Schichten)*. Bisher erst am Steirischen Erzberg stratigraphisch untersucht, leitet sich das hauptsächlich unterkarbonische Alter aus der hangenden Position und sedimentären Übergängen mit der erwähnten Kalkbrekzie bzw. mit den Devonkalken ab, ebenso aber auch durch eingelagerte Kalklinsen mit Karbon-Conodonten. Die Schiefer wurden früher entweder als sedimentäre Einschaltung innerhalb der Kalkfolge oder als tektonische Schichtwiederholung der Porphyroid-Unterlage gedeutet, da sie mit einzelnen dünnen „Porphyroid"-Linsen und grünen Tuffen im Verband stehen.

Das Postvariszikum

Die permischen Präbichlschichten bilden am Südrand der östlichen Kalkalpen mit stark schwankenden Mächtigkeiten die transgressive Auflage auf dem Altpaläozoikum der Grauwakkenzone. Über einer basalen Kalkbrekzie mit Lokalschutt folgen Quarzkonglomerate und rötlich-violette Sandsteine und Tonschiefer. Letztere gehen nach oben allmählich in die Werfener Schichten über. Nach Untersuchungen im Ostteil der Grauwackenzone sind terrestrische Bildungen auf den tieferen Teil beschränkt, während der Oberabschnitt durch ein aquatisches Milieu gekennzeichnet wird.

3.6.8.2. Die Veitscher Decke (Untere Grauwackendecke)

Die Veitscher Decke wird aus Karbon und höher metamorphen Gesteinen aufgebaut. Zum Unterkarbon gehören – in wechselnder Mächtigkeit, aber in gleicher Fazies vom Semmering bis ins Ennstal – dunkelgraue, tonig-sandige, bisweilen graphitführende Schiefer, in die selten Konglomeratlagen, dünne plattige Kalke und Grünschiefer eingeschaltet sein können. Darüber folgen oft mächtige Kalkzüge, wie z. B. am Triebenstein. Örtlich sind diese horizontweise zu Dolomit und Magnesit umgewandelt. In diesen Schichten konnte an verschiedenen Fundpunkten (Veitsch, Oberdorf, Hohentauern, Häuselberg b. Leoben, Teichengraben) durch Trilobiten, Korallen und Brachiopoden Unter- bis Obervisé nachgewiesen werden.

Stratigraphisch jünger folgen teilweise mächtige Grauwackenbänke, Sandsteine, graphitische Schiefer, Graphitflöze und durch Graphitbeimengung dunkel gefärbte Quarzkonglomerate (z. B. Sunk bei Trieben). Wesentliches Merkmal dieser Abfolge ist das Fehlen von Kalken. Nach vereinzelten Pflanzenfunden (Klamm bei Schottwien, Eselbachgraben östlich Prein, Wurmalpe bei Leoben, Kaisersberg, Leimsgraben bei Kammern) ist für dieses „Graphitkarbon" zwar das Oberkarbon-Alter mit Westfal A–C gesichert, doch reicht die viel zu geringe Zahl von Fundpunkten und Fossilien nicht aus, um die Grenze zum Unterkarbon genau angeben zu können. Die starke Schuppenbildung in den Karbonprofilen (z. B. sind die Graphitflöze in der Sunk von intensiver Schuppung betroffen), die herrschende starke Metamorphose (Graphit!), die oft keine genaue Altersbestimmung von Fossilien mehr zuläßt, und die lithologische Gleichartigkeit altersverschiedener Schichten sind weitere Gründe, daß die Stratigraphie des Karbons bisher noch nicht befriedigend geklärt werden konnte.

Die höher metamorphe Gesteinsgruppe wird hauptsächlich von Grüngesteinen mit Marmoren, geröllführenden Quarziten, verschiedenen Phylliten und angeblichen Schollen altkristalliner Ge-

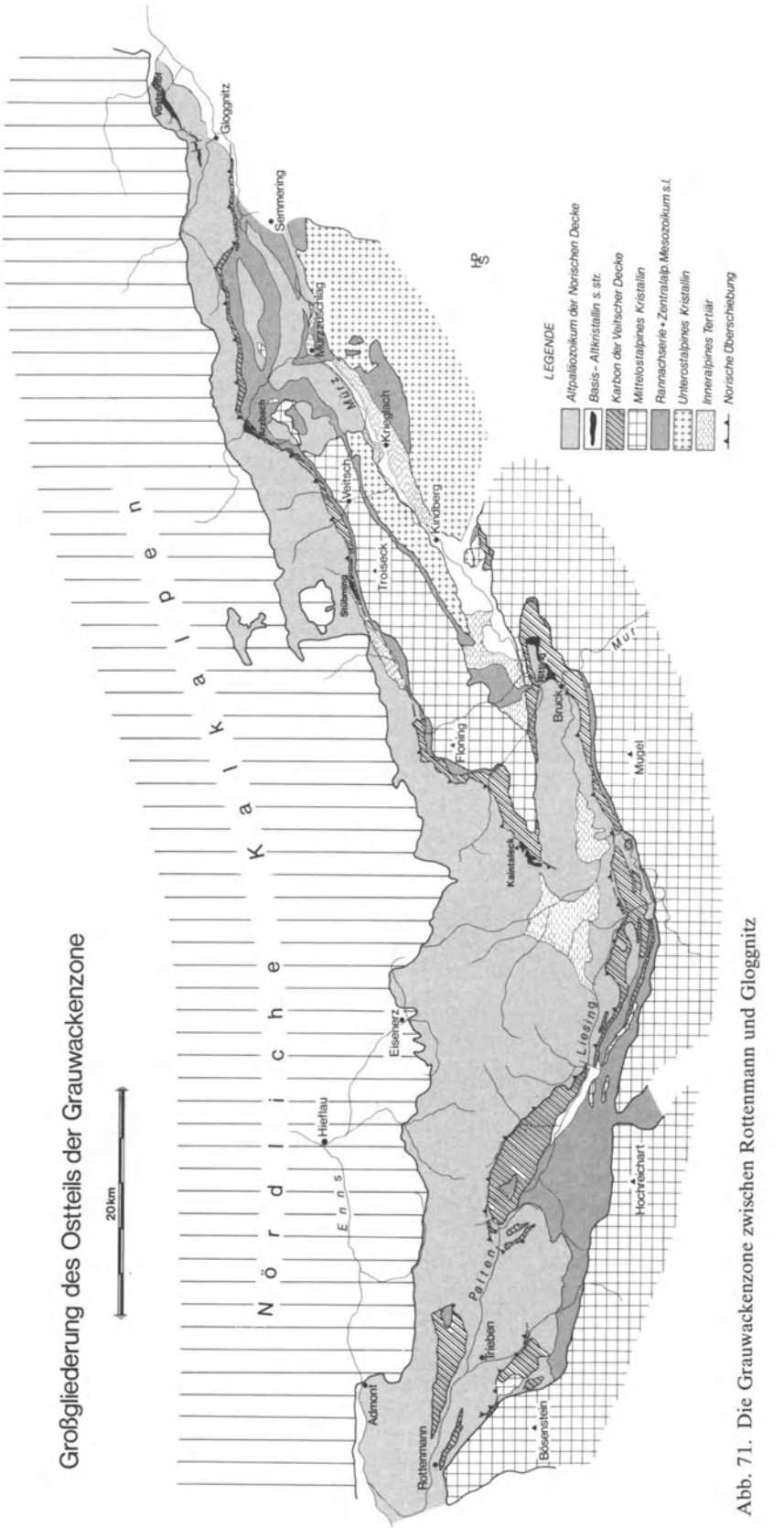


Abb. 71. Die Grauwackenzone zwischen Rottenmann und Gloggnitz

steine gebildet (= Föttleckschuppen). Nach den in den Teichentälern als progressiv metamorph erkannten Gesteinen der Porphyroidunterlage erscheint es nicht ausgeschlossen, daß im Gebiet des Walder Schobers höher metamorphe, voroberordovizische bis kambrische (?) Gesteine der Grauwackenzone die intensiv verschuppte Basis des Karbons bilden könnten (vgl. K. METZ, 1940, 1965).

3.6.8.3. Tektonik

Die lange Zeit umstrittene Frage nach dem Alter der Großtektonik und dem Verformungsstil dieses Abschnitts der Grauwackenzone ist durch die großen Fortschritte der Stratigraphie heute einer Lösung näher gekommen. Die Erkenntnis des permischen Alters der Rannachserie erfordert für das Karbon der auflagernden Veitscher Decke (auch bei Festhalten an der Vorstellung eines relativ autochthonen Baustils der Ostalpen) die Annahme eines tektonischen Transports und eine Platznahme in alpidischer Zeit. Dies vor allem deshalb, da beispielsweise hochmetamorphe Kristallinschollen wie der Leims-Frauengraben-Gneiszug in einer ortsfremden Umgebung aus Karbon und Perm liegen oder Permotriasverdächtige Gesteine in den Fenstern der Flietzenschlucht und im Sulzbach zum Vorschein kommen. Darüberhinaus ist im Paltental das Karbon selbst in große isolierte Schollen zerlegt. Diese Schuppung könnte ihre Ursache in einem differenzierten Nordschub der südlichen Kristallinmassen in alpidischer Zeit haben.

Wie oben ausgeführt wurde, ist aus stratigraphisch-faziellen Gründen eine Einordnung des Karbons der Veitscher Decke im Hangenden des Altpaläozoikums der Norischen Decke nicht möglich. Aus paläogeographischen Überlegungen, die den primären Ablagerungsraum des Karbons in einer zur Heimat der Norischen Decke benachbarten, festlandsnäheren nördlichen Position wahrscheinlich machen, kann vermutet werden, daß auch während des gemeinsamen Deckentransports von Altpaläozoikum und Karbon letzteres als „Stirnplatte" nach Norden bewegt wurde. Um der heutigen Stellung als tiefere tektonische Großeinheit der Grauwackenzone gerecht zu werden, muß das Karbon in der Schlußphase der Überschiebung jedoch vom Altpaläozoikum überfahren worden sein.

Ein sicheres Indiz für die Wirksamkeit der variszischen Tektonik ist die klassische Winkeldiskordanz zwischen dem Altpaläozoikum und den permischen Präbichlschichten, die am Polster, auf der Rotschütt, im Rötzgraben und westlich Eisenerz hervorragend aufgeschlossen ist. Dabei stellt sich die Frage, ob diese Punkte für den Beweis einer intensiven variszischen Tektonik im Gesamtraum der Steirischen Grauwackenzone ausreichend sind. Am Steirischen Erzberg konnte durch Gefügeuntersuchungen nämlich gezeigt werden, daß anscheinend nur ein alpidischer Bauplan vorliegt bzw. vortriadische Strukturen nicht nachzuweisen sind. Demgegenüber unterschied E. HABERFELNER (1935) in den Eisenerzer Alpen insgesamt vier tektonische Einheiten, die er einem prä-westfälischen Deckenbau zuordnete, dem im Perm die Aufschiebung des Altpaläozoikums auf das Unterkarbon folgte. Die alpidischen Strukturen sind seiner Meinung nach als unbedeutend anzusehen und äußern sich nur in Brüchen.

Weist daher die variszische Diskordanz auf einzelne ältere Reliktstrukturen hin und hat die alpidische Hauptprägung alle älteren Strukturen vollständig ausgelöscht, oder folgte sie den gleichen Bahnen und hat nur eine weitere Ausgestaltung bewirkt?

Die Annahme eines variszischen Deckenbaus mit alpidischer Bruchtektonik wird nach Erkennen der wichtigsten stratigraphischen Leitlinien heute voll unterstützt. Dabei zeigt sich in den Eisenerzer Alpen eine Reduzierung des ursprünglich angenommenen Deckenschemas auf meist drei flach liegende Einheiten, die bedingt durch Kompetenzunterschiede zwischen Schiefern (Kieselschiefer), Porphyroidkörper und der Oberludlow-Devon-Kalkplatte freilich lokal eine recht komplizierte Interntektonik aufweisen können (z. B. Raum Donnersalpe-Hoheneck, Erzberg, Kressenberg, Vordernberger Mauer, Reiting-Unterlage, Zeiritzkampel u. a.). Die Einbeziehung von Präbichlschichten in diesen Bau ist bisher nirgends festgestellt worden. Dies und die Beobachtung, daß die Präbichlschichten in einem Niveau gleichzeitig auf verschiedenen Baublöcken transgredieren und sich die gleiche Überschiebungstektonik wie am Nordrand der Grauwackenzone nach Süden fortsetzt, läßt den Schluß auf ein variszisches Alter dieses Deckenbaus zu, der offensichtlich während des Ferntransports in diesem Segment der Grauwackenzone in großem Maße erhalten blieb. Daneben ist innerhalb des Altpaläozoikums, besonders aber im Grenzbereich der Grauwackenzone eine jüngere Bruch- und Schuppentektonik zu beobachten. Von ihr ist einerseits die Grenze zwischen Karbon und Altpaläozoikum betroffen, die meist eine 10–50 m breite Gesteinszone darstellt, an der hochteilbewegliche Karbonschiefer in die höher metamorphen Basisgesteine der höheren Decke einspießen, andererseits das Karbon als Ganzes, in dem Schuppung im Gegensatz zur Faltung das auffallendste tektonische Erscheinungsbild ist. Dadurch bedingt sind über-

kippte Profilausschnitte, tektonische Einschaltungen und Schichtwiederholungen recht häufig. Störungsbahnen sind entweder an Schiefer/Karbonat-Grenzen gebunden oder an graphitische Zwischenlagen, die im Karbon besonders häufig Schwächezonen für die Tektonik abgeben. Sie werden von Mylonit- und Quetschzonen begleitet, in denen der Graphit lagerförmig angeschoppt sein kann.

Ins Quartär gehören schließlich das Aufreißen von Spalten, Absetzungen und Kammbrüche, die vor allem im Reitingmassiv deutlich in Erscheinung treten.

3.6.9. Das Ostsegment der Grauwackenzone (Leoben – Ternitz)

Der Karbonzug des Liesingtales setzt von Leoben an der Südseite des Murtales über Bruck bis zum Ausgang des Stanztales fort. Über der Norischen Überschiebung folgen Altkristallinschollen (z. B. Ritting bei Bruck) an der Basis von phyllitischen Gesteinen der oberen Grauwackendecke. Die Unterlage des Karbons bildet die Rannachserie, die als schmales, mehrfach unterbrochenes Band das Karbon vom südlichen Mugel-Rennfeld-Kristallin abgrenzt.

Dieser Zug wird im Norden durch die E–W verlaufende Trofaiachlinie begrenzt. Nördlich dieser Längsstörung findet sich östlich von Trofaiach wiederum Karbon, das über Oberdorf-Hohenburg, St. Kathrein a. d. Laming nach Aflenz und weiter über Turnau – Veitsch – Kapellen – Prein bis Schottwien streicht. Von dem unterlagernden Hochkristallin wird es durch einen verschieden breiten Streifen aus zentralalpinem Permomesozoikum tektonisch getrennt.

In diesem Abschnitt tritt die Grauwackenzone am Südfuß der Nördlichen Kalkalpen morphologisch wenig hervor. In ihrem Bereich liegt das Tertiärbecken von Aflenz und eine landschaftlich reizvolle Mittelgebirgslandschaft im Süden der Kalkalpen und nördlich der Felsbildungen des Semmeringmesozoikums im Semmeringgebiet.

Jenseits der Norischen Linie folgt die aus den Eisenerzer Alpen bekannte, jedoch faziell etwas abweichende altpaläozoische Schichtfolge, die am Kaintaleck, bei Stübming, im Arzbachgraben und bei Schlöglmühl-Vöstenhof schmalen altkristallinen Schollen aufruht bzw. diese nahe ihrer Basis einschuppt. Während der oberordovizische Porphyroid bei St. Kathrein auskeilt und im Gebiet um Veitsch erneut in großer Mächtigkeit erscheint und geschlossen bis Neuberg reicht, tritt die Kalkentwicklung generell nach Osten stark zurück. Zwischen der Hochschwabgruppe und der Veitschalpe wird in der Gollrader Bucht das Altpaläozoikum mit Porphyroiden, Kalken, Quarziten und Schiefern infolge einer Queraufwölbung (NE–SW und N–S streichende Falten) weit im Inneren der Kalkalpen unter Präbichl- und Werfener Schichten freigelegt. Nach Osten hingegen wird die Grauwackenzone deutlich schmäler und ist in Niederösterreich nur mehr wenige Kilometer breit. Hier formen ihre Gesteine eine sanftwellige Hügel- und Berglandschaft mit Höhen zwischen 600 und 800 m, während in der nordöstlichen Steiermark noch Höhen bis 1600 m erreicht werden.

Die unter dem Porphyroid liegende Gesteinsgruppe wird von Aflenz bis Ternitz nach dem Silbersberg bei Gloggnitz als *Silbersbergserie* bezeichnet. Nach ihrer Stellung im Profil entspricht sie den tieferen Wildschönauer Schiefern in Tirol. Dieser Komplex besteht hauptsächlich aus dünnblättrigen, phyllitisch-serizitischen Schiefern (Silbersberggrauwacken), die oft mächtige Quarzkonglomerate mit stark ausgewalztem, nahezu monomiktem Geröllbestand sowie Quarzite und z. T. mächtige Grünschieferzüge (Epidot-Chloritschiefer) enthalten. Kalke fehlen dagegen fast vollständig. Innerhalb dieser im Osten mindestens 500 m mächtigen Folge liegt im östlichsten Abschnitt der Grauwackenzone (südlich der Heukuppe, bei Prein, Gloggnitz, Payerbach, Reichenau) ein Orthogestein, das als Riebeckitgneis (Forellenstein von Gloggnitz) bekannt ist. Nach neueren Untersuchungen soll es sich um einen metamorphen Alkalirhyolith (Quarzkeratophyr) handeln, dessen Alter ungeklärt ist.

Über den Äquivalenten des oberordovizischen Blasseneckporphyroids (massige und verschieferte Porphyroide, Porphyroidtuffe) folgt an wenigen Stellen ein 5–30 m mächtiger grauer Quarzit im Liegenden der *„Radschiefer"*. Während die Quarzite stratigraphisch den Polsterquarziten bei Eisenerz entsprechen könnten, handelt es sich bei den Radschiefern nach dem derzeitigen Kenntnisstand um einen altersmäßig und lithologisch heterogenen Komplex von einförmigen, dunklen, serizitischen Schiefern mit gelegentlicher Feinschichtung, hellen Quarziten, lichtgrauen Chloritoidschiefern und Feinkonglomeraten mit Porphyroidkomponenten. Im Veitscher Gebiet schalten sich zudem in die höheren Bereiche der Radschiefer maximal 3 m mächtige schwarze Lydite und „Erzführende Kalke" ein. Die nichtvererzten Partien sind grau oder bunt, gebankt, massig oder geflasert und führen Tentakuliten und Echinodermaten. Durch Conodonten ist ein älterer Horizont an der Wende Si-

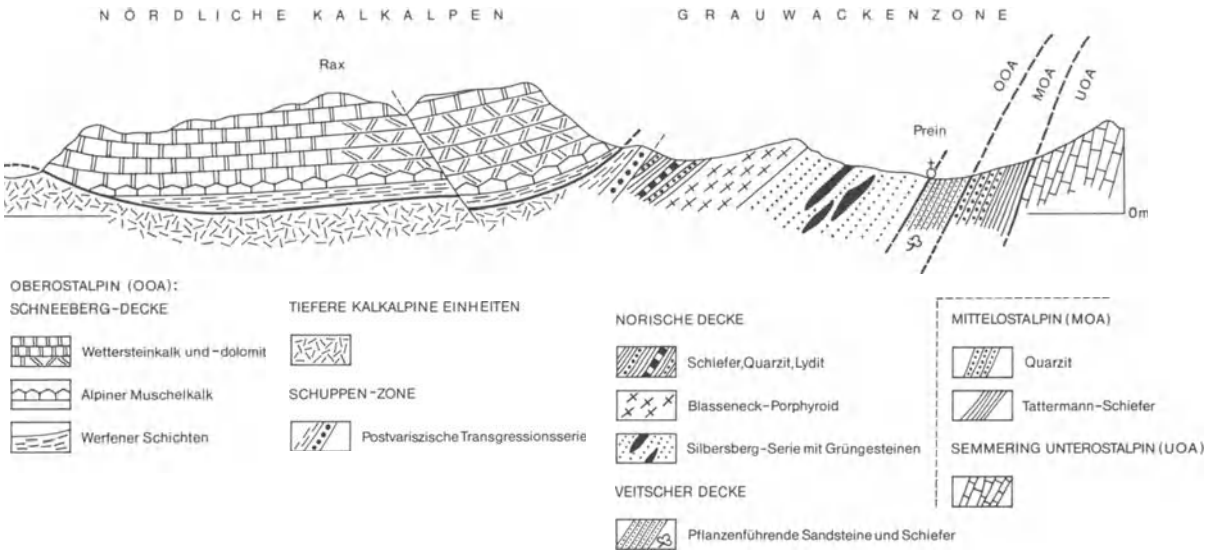


Abb. 72. Ein Nordwest-Südost Querprofil durch die ostalpinen Einheiten im Raum Semmering (nach A. TOLLMANN)

lur/Unterdevon und ein jüngerer im Mitteldevon nachgewiesen. Mit letzterem sind vor allem im Eisner- und Preißgraben häufig Lydite verknüpft. Radiolarite, Kieselgesteine, Tonschiefer und Sandsteine (= *Florianischichten*) treten in auffallender Übereinstimmung mit dieser Beobachtung ebenfalls in Niederösterreich als Begleiter von erzführenden Kalken auf. Sporenfunde geben hier gleichfalls Hinweise auf ein Devonalter (vgl. B. PLÖCHINGER, 1967).

Das marine Unterkarbon der Veitscher Decke ist im Gebiet Oberdorf-Hohenburg und Veitsch durch Fossilfunde schon lange bekannt. Neben Tonschiefern, glimmerreichen Sandsteinen und Quarziten treten hier Dolomite und Magnesite auf, die sich mit klastischen Gesteinen verzahnen können. Die von M. KOCH (1893), R. v. KLEBELSBERG (1926), F. HERITSCH (1928, 1930), K. METZ (1937), K. FELSER & H. FLÜGEL (1975) und G. HAHN & R. HAHN (1977) aus der Veitsch beschriebene Trilobiten-, Korallen- und Brachiopodenfauna stammt aus Schichten unter und Schiefern im Magnesit. Soweit die Fossilien bestimmbar sind, weisen alle auf Visé.

Im Lagerstättenbereich folgt hangend limnisches Oberkarbon mit dunklen Graphitschichten, Grauwacken und Quarzkonglomeraten. Besser bekannt ist das pflanzenführende Oberkarbon auf niederösterreichischem Gebiet. So geht die Entdeckung von Florenresten bei Klamm (Wagner- und Gamperlgraben) bereits auf das Jahr 1877 zurück (F. TOULA), während der Fundpunkt Möselgraben bei Prein seit 1935 (M. GLAESSNER) bekannt ist. Es handelt sich beide Male um Reste von Lepidophyten, Neuropteriden und Calamiten, die nach W. BERGER (1950) dem Westfal A-B angehören.

Während die Großtektonik im östlichsten Abschnitt nach der Abgliederung von Kristallin und zentralalpinem Mesozoikum von der Basis der Grauwackenzone weitgehend geklärt erscheint und auch hinsichtlich des Alters der Deckenbildung alle Argumente (z. B. Einpressung von Magnesitschollen in die Norische Decke, altpaläozoische Deckschollen auf Karbon, Trias-Rauhwacken im Massinggraben an der Norischen Linie) für ein alpidisches Alter der Überschiebung der Norischen Decke über die Veitscher Decke sprechen, wirft der Internbau des Altpaläozoikums noch viele Probleme auf. Dies hat seinen Grund vor allem darin, daß im Osten die für eine detaillierte tektonische Analyse erforderliche Dichte von stratigraphischen Fixpunkten bisher fehlt. Die Vorstellung, daß der tektonische Baustil in diesem Segment den kurz geschilderten Verhältnissen im Eisenerzer Raum gleichen könnte, konnte daher bis jetzt noch nicht bestätigt werden. Wohl finden sich z. B. in der Gollrader Bucht oder südlich der Hohen Veitsch durch das Übergreifen von relativ ungestörten Präbichlschichten und Werfener Schichten auf verschiedene Einheiten der Norischen Decke Hinweise für eine variszische Tektonik; auch der Umstand, daß Wechselfolgen von Kalken und Schiefern offenbar sedimentär bedingt sind und nicht immer durch komplizierte Verfaltung erklärt werden müssen, weist in die gleiche Richtung und vereinfacht die Komplexheit des Baustils, den die Karte vermuten läßt. Dennoch dürfte Schuppentektonik hier das wesentliche Element des tektonischen Stils sein und stärker als im Eisenerzer Gebiet in Erscheinung treten. Sie äußert sich beispielsweise in Diskordanzen zwischen Silbersbergserie und Porphyroid, in

Porphyroidschuppen innerhalb von Schiefern, Ausquetschungen von Radschiefern zwischen Porphyroid und erzführenden Kalken, Überfaltungen von Porphyroid auf Radschiefern, Aufschiebungen oder lateralen Vertretungen einzelner Gesteine, die kaum fazielle Ursachen haben dürften. Da jedoch ein gefügekundlicher Vergleich zwischen den beiden Grauwackendecken bisher noch aussteht, können zum Alter dieser Tektonik keine Aussagen gemacht werden. Sichere alpidische Strukturen sind hingegen verschiedene Längs- und Querstörungen (z. B. Trofaiachlinie, Störung am Aflenzer Beckenrand), die z. T. dem Strukturmuster der Böhmischen Masse folgen und nach A. TOLLMANN (1977) als durchgepauste Untergrundstrukturen dieses Kristallins aufgefaßt werden können.

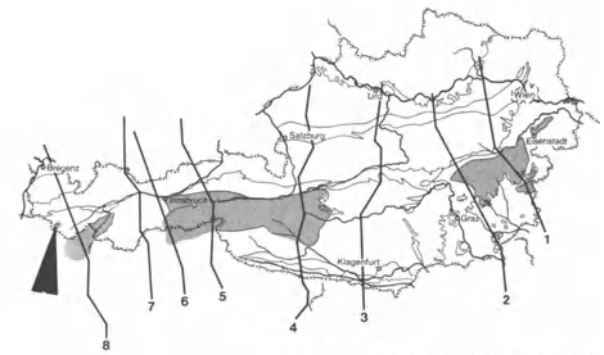
Literatur: AIGNER G. 1931a; AMEROM H. W. J. & BOERSMA M. 1975; AMPFERER O. 1930b; ANGERER H. et al. 1976; BAUER F. K. et al. 1969; BERGER W. 1950; COLINS E. et al. 1977; CORNELIUS H. P. 1950, 1952a, b; CZERMAK F. 1931; DAURER A. & SCHÖNLAUB H. P. 1978; DEL NEGRO W. 1970; DOERT U. & HELMCKE D. 1976; EMMANUILIDIS G. & MOSTLER H. 1970; ERKAN E. 1976, 1977; FELSER K. 1936, 1976, 1977; FELSER K. & FLÜGEL H. W. 1975; FLAJS G. 1967; FLAJS G. & SCHÖNLAUB H. P. 1976; FOULLON H. 1886; FRIEDRICH O. M. & PELTZMANN I. 1937; GLAESSNER M. 1935; HABERFELNER E. 1931a, b, 1935, 1937; HABERFELNER E. & HERITSCH F. 1932; HADITSCH J. G. & MOSTLER H. 1975; HAHN G. & HAHN R. 1977; HAIDEN H. 1936; HAMMER W. 1919, 1925; HAUER F. 1847, 1857; HEISSEL W. 1972; HERITSCH F. 1907, 1917, 1927b, 1928b, 1930, 1931a, b, 1933, 1943; HIESSLEITNER G. 1929a, 1931; HOERNES S. & PURTSCHELLER F. 1970; JAEGER H. 1969, 1978; KLEBELSBERG R. 1927, 1935; KNEIDL V. 1971; KOBER L. 1912c; KOCH M. 1893; MAVRIDIS A. & MOSTLER H. 1970; METZ K. 1937b, 1940, 1947, 1953, 1965; MOHR H. 1933; MOSTLER H. 1966, 1968b, 1970b, 1972b, c, 1973a; NOWOTNY A. 1979; OHNESORGE TH. 1905b, 1908; PANTZ V. & ATZL A. 1814; PETRASCHECK W. E. et al. 1977; PHADKE A. V. 1967; PIRKL H. 1961; PLÖCHINGER B. 1967; PRIEWALDER H. & SCHUMACHER R. 1976; PURTSCHELLER F. 1971; REDLICH K. A. 1907, 1908; SCHMIDEGG O. 1951b, 1959, 1964; SCHÖNLAUB H. P. & FLAJS G. 1975b; SCHOUPPÉ A. 1854; SCHRAMM J. M. 1977; SIEGL W. 1969; SOMMER D. 1972; STUR D. 1865; TOLLMANN A. 1963a, 1976c; TOULA F. 1877; WINKLER H. G. F. 1976; ZEMANN J. 1950.

3.7. Die tektonischen Fenster und ihre Rahmen im zentralen Alpenkörper und in seiner Ostfortsetzung

3.7.1. Das Fenster von Gargellen

Von HERBERT RAIMUND PIRKL

(siehe Abbildung 88)



Profile 8–1 siehe Abb. 19

Trotz des flachen Ost-Einfallens der Überschiebungsfläche am Westrand des Silvrettakristallins tauchen im Fenster von Gargellen noch Serien von wahrscheinlich vier darunterliegenden Decken auf, wie sie unter dem Westrand der Silvrettadecke gut bekannt sind, freilich in einer stark ausgewalzten und in der Schichtfolge reduzierten Form: Arosazone, Sulzfluh-, Falknisdecke, Prättigauflysch. Das nach Nordnordost ziehende Gargellen-Lineament förderte hier die Erosion.

Die Kalk- und Tonschiefer sowie Radiolarite und kieseligen Schiefer der Arosazone (Permotrias bis Cenoman) lassen eine starke tektonische Beanspruchung erkennen – sie bildeten das Schmiermittel für die Überschiebung. Darunter baut der hellgraue Sulzfluhkalk des Malm massige Wände von 50–70 m Höhe auf, an deren Basis an einigen Stellen grüner Sulzfluhgranit in möglicherweise sedimentärem Kontakt aufgeschlossen ist. Die tektonische Beanspruchung zeigt sich am Sulzfluhkalk auch in bruchtektonischer Zerstückelung.

Mergelschiefer und Schollen von hellem, dichtem Kalk direkt im Liegenden der Sulzfluhkalk-Sulzfluhgranitfolge sind wahrscheinlich Serien der Falknisdecke zuzuordnen. Globotruncanenfaunen in den hellen Kalken ermöglichen eine Zuordnung zu „Couches Rouges".

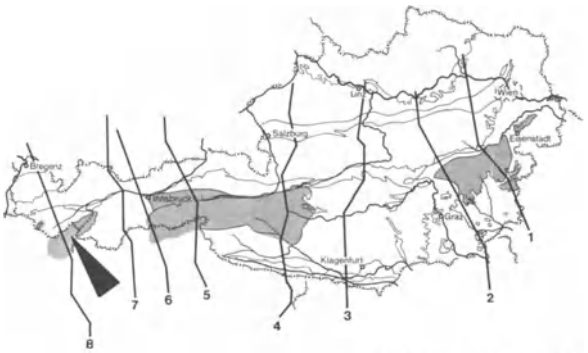
Als tiefste Serie im Gargellener Fenster tritt an einzelnen Stellen ein Gesteinskomplex von Ton- und Mergelschiefern, kalkigen und quarzitischen Sandsteinen sowie Feinbrekzien zu Tage, die auf Grund lithologischer Vergleiche teils als der Ruchberg- bis Oberälpliserie, teils als der Gyrenspitzserie des Prättigauflysches zugehörig angesehen werden und analoge Foraminiferenfaunen des Paleozän-Eozäns oder höchster Oberkreide führen.

Literatur: BERTLE, H. 1970a, 1972.

3.7.2. Das Unterengadiner Fenster

Von RUDOLF OBERHAUSER

Mit den Abbildungen 73 bis 76 und 88



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.7.2.1. Regionaler Überblick

(von außen nach innen)

Im Flußgebiet des Inns oberhalb Landeck und in dem über die Trisanna zufließenden Fimberbach öffnete die Erosion in den Hochgebirgen des Ostalpinen Deckengebäudes auf eine Länge von 55 km und eine Breite bis 17 km das Unterengadiner Fenster. Diese Hochkuppelung von Penninikum aus einer achsialen Depressionszone im Alpenkörper wurde hier durch das nach links seiten-verschiebende Engadiner Lineament erleichtert, dem auch die Erosion des Inns folgte. Zum Fensterrahmen gehört im Westen und Norden dunkles Silvrettakristallin (z. T. vergletschert, Piz Buin, 3312 m; Fluchthorn, 3408 m), unter dem ein sehr löcheriger Teppich von Spurschollen kalkalpinen Charakters liegt und im Ausbiß durch helle Farben auffällt. Letzterer könnte tektonisch mit den hellen Kalkbergen der Scarldecke der Engadiner Dolomiten verbunden werden, welche nach Südosten hin jenseits des Lineaments weitgehend ungestört stratigraphisch dem Oberen Gneiszug aufliegen. Er bildet dann bis gegen den Reschenpaß hin den südlichen Altkristallin-Rahmen. Dort wurden von Westen her die Engadiner Dolomiten zusammen mit der Silvrettamasse kurz vor der Fensteraufwölbung an der Schlinig-Fläche nach Osten unterschoben, wodurch die Ötztalmasse abgetrennt und angehoben wurde. Letztere bildet heute als „Ötztaler Alpen" die bedeutendste Massenerhebung der gesamten Ostalpen. Die große Bedeutung dieser jungen Relativbewegung beweisen eingeschleppte Kalkschollen (Piz Lad), wiederbelebte Stockwerkstektonik in Gips-führenden Raibler Schichten der Scarldecke sowie vor allem die Erosionsreste von Ötztalkristallin auf ihr, wie am Piz Rims (2772 m). Weil die Schlinig-Fläche und das Lineament im Nordosten zusammenlaufen, bildet heute die Ötztalmasse von Nauders bis zum Piller Sattel hin den östlichen Rahmen. Dort erweist sich dann südlich vom Venet noch jene alte Fläche als verletzt und abgedeckt, an welcher, als Thial-Puschlinzone, permomesozoische Sedimente zwischen Silvretta-Decke und nach Norden anliegender Phyllitgneiszone eingeschaltet sind. Im Bereich dieser Störungszone häufen sich Vererzungen (Eisen- und Kupferkies, Fahlerz).

Unter diesem obersten Rahmen aus Mittel- und Oberostalpin liegt bei fast völligem Fehlen von Relikten der Languard- oder der Err-Bernina-Decke vor allem im Nordwesten die südpenninische Arosa-Schuppenzone mit wenig metamorphen Ophiolithen und Flyschen, in denen tiefere Oberkreide nachgewiesen wurde. Unter Einbeziehung der Arosazone erfolgte während der Vorgosauischen Phase die Tektonisierung des Ostalpins. Spaltenfüllungen in der Silvrettakristallin-Basis durch Pseudotachylite könnten durch begleitende Aufschmelzungen verursacht worden sein. Unter der südpenninischen Schuppenzone liegen Relikte der mittelpenninischen Schwellenregion, vor allem der Untere Gneiszug des Hanges zu den Engadiner Dolomiten und die grünen Granitgneise des Val Tasna im Westen mit ihrer Sedimentauflage bis zu den „Couches Rouges" der Kreide (und des Paleozäns?). Wenn wir diese Abfolgen der Tasnadecke von ihren klassischen Lokalitäten im westlichen Fensteranteil nach Nordosten weiterverfolgen, so verlieren sich allmählich die typischen Tasna-Gesteine, während die darunter liegende Ramoscher Zone neben ihren Ophiolithen ein zunehmend ostalpines Schürflings-Inventar bekommt, wodurch sie im Streichen in den unteren Teil der Prutzer Zone übergeht.

Diese Schollen könnten jedoch nicht nur als deren Basisschürflinge verstanden werden, sondern auch als Olistholithe, welche im Laufe des

Paleozäns oder Eozäns aus von Norden andriftenden Schwellen oder aus dem damals im Süden anschließenden penninisch-ostalpinen Deckengebäude herausbrachen und in jenes dazwischenliegende Meeresgebiet einglitten, dessen Unterschiebung unmittelbar bevorstand. Dann würden sie der unterliegenden Zone von Pezid zugehören und ihren Sedimentationsabschluß signalisieren. So gesehen, könnten alle jene relativ schmalen Schürflingszonen, wie sie von oben nach unten die Bündner Schiefer der Prutzer Zone von jenen der Pezid-Zone trennen oder jene der Zone von Roz-Champatsch-Pezid von den Schiefermassen des Fensterinneren, jeweils den Durchzug der Orogenfront zur Zeit des Paleozäns und Eozäns markieren, dem dann – infolge von Auflast, Einengung und Erwärmung, vom Oligozän zum Miozän – Faltung, Gefügeprägung und Metamorphose nachfolgten; letztere im Fensterinneren bis zur Grünschieferfazies ansteigend. Dabei blieben inliegende Zeitmarken, wie das Maastricht von Raschvella, vereinzelt erhalten! Wenn also für die Schürflinge und Schollen nicht nur ein tektonischer Zuschnitt aus dem Penninikum heraus denkbar ist, sondern auch ein Eingleiten von der höheren Orogenfront herunter (z. B. ein solches der Stammerspitz aus dem Err-Bernina-Bereich), so ist für die begleitenden und unterlagernden mehr oder minder stark metamorphen Bündner Schiefer, soweit sie unter der Tasna-Decke liegen, im allgemeinen eine nordpenninische Herkunft anzunehmen. Diese Schiefermassen, welche auch Ophiolithe eingeschaltet haben, erfüllen mit gewaltigen Kubaturen das Fensterinnere. Man kann sie durchaus mit den Bündner Schiefern im westlichen Graubünden vergleichen, aber auch mit den Kalkphylliten des Tauernwestendes. Wie dort verwittern sie zu steilen und scharfgratigen Grasbergen, wobei eingelagerte Schürflinge und Ophiolithkörper meist durch andersartige Erosionsformen auffallen.

Es sei nicht verschwiegen, daß die folgende tektonische Zoneneinteilung, die der Literatur folgt, wenig befriedigt, da dem Problem der genauen Zuordnung der Schürflingszonen ausgewichen werden mußte.

3.7.2.2. Das Fensterinnere mit den im Alttertiär gestapelten nord- bis mittelpenninischen Einheiten

(von innen nach außen)

Die nordpenninische Pfundser Zone

Sie teilt sich in eine sehr einförmige, stärker metamorphe Abfolge, welche im Inneren des Fensters aufgeschlossen ist, und in umhüllende, mehr wechselvolle Serien, die Mikrofossilien der Oberkreide geliefert haben. Darüber folgt eine Schürflingszone, die zu den höheren nordpenninischen Einheiten überleitet.

Die Massen der Bündner Schiefer des Fensterinnersten sind am stärksten metamorph und daher völlig fossilfrei. In einer Mächtigkeit von etwa 3000 m aufgeschlossen, können sie mit gleichartigen Folgen der Adula-Decke Westbündens verglichen werden – wie sie an der Viamala anstehen – aber auch mit den Kalkphylliten des westlichen Tauernfensters. Sie zeigen starke Kleinfaltung mit Achsen diskordant zu jener der Fensteraufwölbung (vor allem Ost-West), aber auch Querfaltung (NNW-SSE) ist bekannt. Ihre stratigraphische Unterlage ist nicht sicher eruierbar; wir können nach den Verhältnissen im Tauernfenster hiebei an Hochstegenkalk denken oder auch an den basaltischen Boden eines Tiefseeraumes, zumal ophiolithische Gesteine wiederholt tektonisch oder stratigraphisch inliegen. Ihr bedeutendstes Vorkommen baut den Piz Mundin (3146 m) auf und liegt nach neuesten Forschungen an den Pillow-Strukturen (W. HEUGEL, 1976) sogar invers, was eine gewaltige Interntektonik auch in dieser Zone erahnen läßt; zugehörige Diabase führen Kupferkies.

Das Hauptgestein dieser im Erosionsanschnitt tektonisch tiefst liegenden Einheit sind *Graue Bündner Schiefer,* welche tonig-quarzitisch-kalkige Abfolgen bilden, im einzelnen zwar wechselnd, in ihrer Gesamtheit jedoch erschreckend monoton. Im Kern des Fensteraufbruches von Tösens talauf bis etwas über die Landesgrenze hinaus wurden über quarzitischen Anteilen folgende, kalkigere Ausgangsgesteine zu *Kalkglimmerschiefern* umgewandelt. Abgesehen von diesen (durch stärkere Metamorphose bedingten) Veränderungen lassen sich fallweise Lagen von quarzreichen Brekzien, Karbonatbrekzien und „Tüpfelschiefern" ausscheiden, daneben immer wieder Grüngesteine.

Im wenig metamorphen Dach konnte schon W. HAMMER Crinoiden-führende Brekzien ausscheiden, in deren Verband nordöstlich der Plattamala W. SCHILLER (1906) Lithothammnien nachweisen konnte und unweit davon, südlich des Inns bei Raschvella, F. ALLEMANN, 50 Jahre später, Orbitoiden der allerhöchsten Oberkreide. I. THUM und F. UCIK faßten diese Sedimentfolge als *Saderer Joch Serie* zusammen und konnten sie weit nach Nordosten verfolgen. Eine Beziehung zur Gyrenspitz- und Eggbergserie des Prättigauflysches ist plausibel, auch vom Standpunkt der Schwermineral-Analyse, da Zirkon-Spektren vorliegen.

Darüber folgen auf der Tiroler Seite wenige 100 m *Bunte Bündner Schiefer,* deren Leitge-

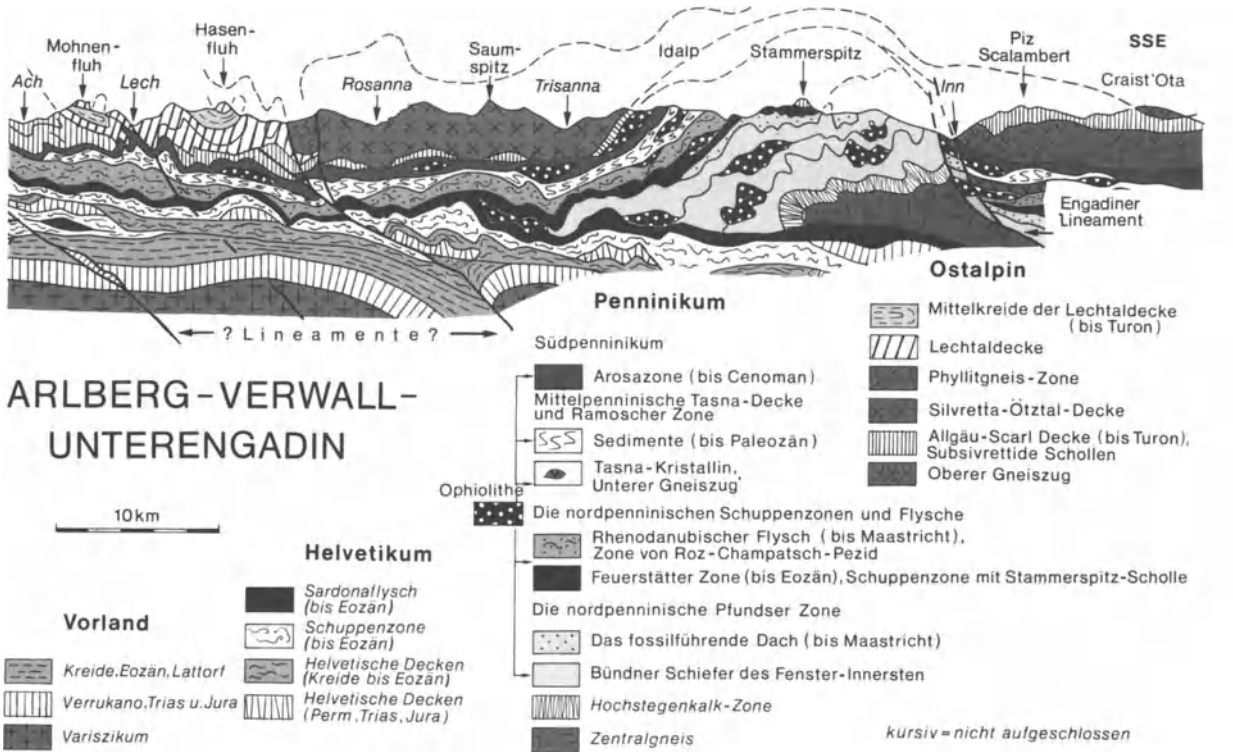


Abb. 73. Schnitt durch das Unterengadiner Fenster und seinen Rahmen aus ostalpinen Gesteinen, sowie durch seine zu vermutende helvetisch-penninische Basis, Fortsetzung von S. 186

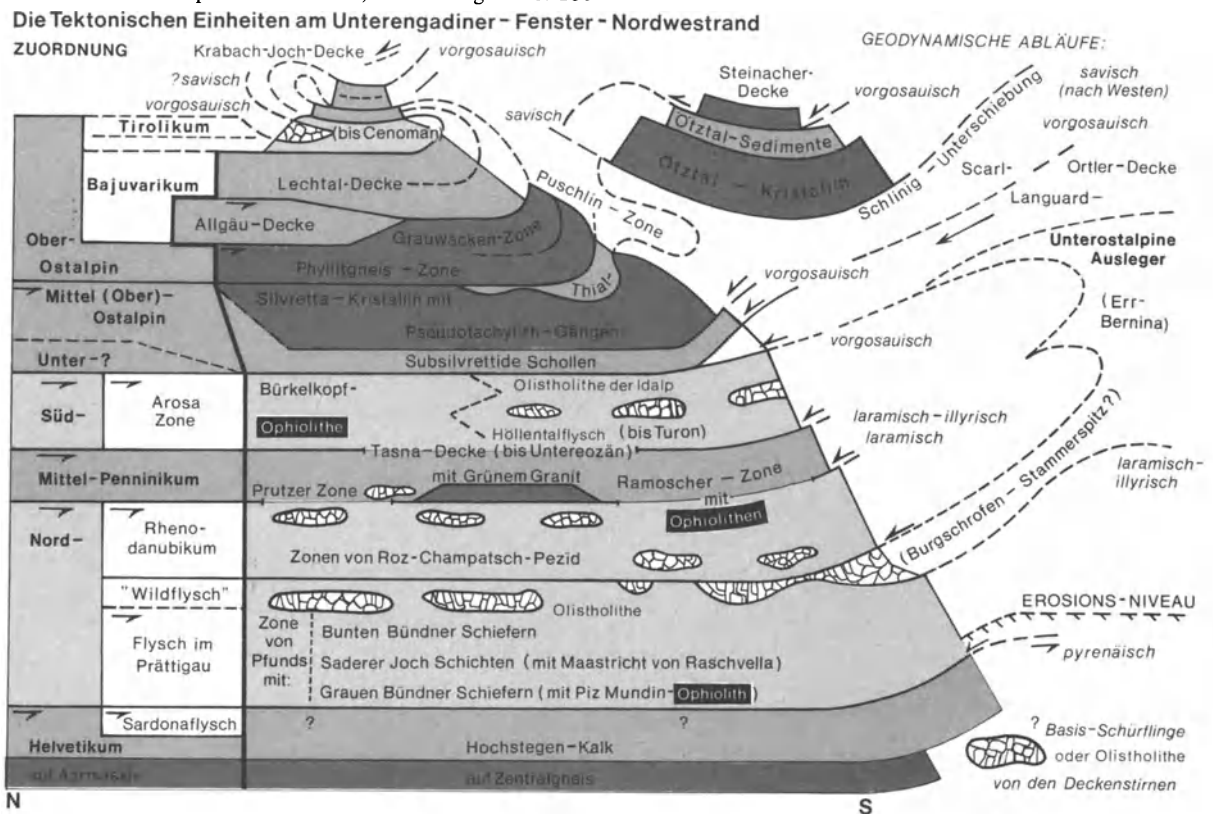


Abb. 74. Das Deckengebäude des Unterengadiner Fensters und seine tektonische Zuordnung anhand der Aufschlußfolgen nördlich des Inns

steine durch Limonit bräunlich verfärbte Quarz-Karbonat-Sandsteine und auch grüne Chlorit-Serizit-Quarzphyllite sind, allgemein durchsetzt von meist feinkörnigen Konglomerat- und Brekzienlagen. Im Gegensatz zu den Grauen Bündner Schiefern ist ihr Kalk-Anteil nach F. Ucik mehr detritären Ursprungs. Eingelagerte Blöcke, meist von Kalk und Dolomit, vervollständigen das Bild.

Im Schweizer Fensteranteil könnten diesen Gesteinsverbänden Anteile der von L. Kläy ausgeschiedenen „Pseudounterostalpinen Sedimente" entsprechen, aber auch solche seiner „Unterostalpinen Basisschuppe", wo er in Sandsteinen aufgearbeitete Lias-Foraminiferen nachwies. Wir schließen allgemein auf zunehmend Wildflysch-artige Sedimentation, ausgelöst durch jene paläogeodynamischen Verhältnisse, die wir vorne beschrieben haben.

Die nordpenninischen Schuppenzonen und ihre möglichen Beziehungen zur Rhenodanubischen Flyschzone

Über den Bunten Bündner Schiefern der Pfundser Zone und ihren genannten möglichen Äquivalenten Inntal-aufwärts folgt, stark wechselnd und oft auch unterdrückt, eine Zone mit Einlagerungen von Schürflingen aus Altkristallin, Quarzit, Kalk, Dolomit, Rauhwacke, Gips und Ophiolithen, welche je nach ihrer Festigkeit und Größe auch morphologisch wirksam werden und etwa den Burgschrofen oder den Gipfel der Stammerspitz aufbauen. Darüber folgen wiederum Graue Bündner Schiefer und, hangend oder in Wechsellagerung, Bunte Bündner Schiefer mit Mächtigkeiten von 200–1300 m, welche die Hauptkubaturen für die Pezid Zone bzw. für jene von Roz-Champatsch liefern und nach oben im Südwesten gegen die Tasnadecke hin wiederum Schürflinge einschließen, welche teilweise der Ramoscher Zone zugezählt werden (vor allem die Ophiolithe).

Glaubt man der Bank-zu-Bank Korrelation von R. Hesse vom Gault der Falknis-Tasna-Decke zu jenem der Rhenodanubischen Flyschzone des Nordens, so müßten hier irgendwo Spurschollen oder Reste seiner abgescherten Basis eingeschlichtet liegen, was sich bisher nicht nachweisen ließ; plausibler kann man jedoch die Schürflingszonen in diesem Bereich mit der Wildflyschzone im Norden (Feuerstätter Decke) zusammenhängen und damit eine indirekte Beweisführung versuchen.

Die *Stammerspitz Einheit* bildet als Härtlingskappe den Gipfel dieses markanten Berges (3254 m) und besteht aus Hauptdolomit und Kössener Schichten, die in bunten, tiefen Lias übergehen, *zeigt Brekzienbildung* im höheren Lias sowie darüber dann Fleckenmergel, Quarzite, Radiolarite und Aptychenkalk. Sie ist nach ihrer Fazies am ehesten an die unterostalpine Bernina-Decke anzuschließen, und ihre Einbringung in diese tektonisch tiefe Position unter der Zone von Roz-Champatsch, wie sie L. Kläy am Piz-Chamins nachwies, überrascht. Der Dolomitklotz des Burgschrofen südöstlich Prutz führt im Verband auch diesen „quarzitischen Jura" der Stammerspitze!

Die stark gestörte *Zone von Roz-Champatsch* liegt über jener allgemeinen Schürflingszone, welcher die Stammerspitz-Schuppe zugehört, und entwickelt schiefrig-sandig-kalkige Abfolgen von 200 bis 1000 m Mächtigkeit. Diese ziehen vom Gebirge nordwestlich Schuls, wo sie unter den mächtigen Ophiolithen der Zone von Ramosch einsetzen, bis ins Samnaun. Am Piz Champatsch kann man noch tonigere Äquivalente der Tristelschichten und des Gaults erkennen; sicher handelt es sich weitgehend um metamorphen Flysch, wenn auch Fossilnachweise noch fehlen.

Die *Zone von Pezid* setzt die Zone von Roz-Champatsch vom Samnaun in den österreichischen Anteil des Unterengadiner Fensters fort und legt sich dann dort, östlich des Inns, auf jenen Teil der Pfundser Zone, in dem in hohen Anteilen, in der Saderer Joch Serie, Maastricht nachgewiesen werden konnte. Zwischen beiden Einheiten liegen wiederum Schürflinge, wie der Dolomitklotz des Burgschrofens, die man den Bunten Bündner Schiefern der Unterlage oder der Basis der Zone von Pezid zurechnen kann. Bemüht um eine mehr petrographische Gliederung können 100 bis 300 m Graue Bündner Schiefer ausgeschieden werden, denen fallweise Bunte Bündner Schiefer inliegen, welche dann faziell zu einer höheren Schürflingszone überleiten, die gemeinsam mit der Prutzer Zone besprochen werden soll.

Die mittelpenninische Tasnadecke sowie die unterlagernde Zone von Ramosch mit ihrer Fortsetzung in die Zone von Prutz

Die Tasnadecke ist nur im westlichen Fensteranteil gut ausgebildet. Von ihr wird heute die dort unterlagernde Ramoscher Zone abgetrennt, welche wie die Prutzer Zone ein *stark phyllonitisches Altkristallin* zeigt, das als metamorphes Paläozoikum gedeutet werden könnte. Die Prutzer Zone schließt nach Nordosten an und führt zudem gesichertes Paläozoikum.

Die *Ramoscher Zone* ist im südwestlichen Teil des Fensters nachgewiesen, wo auch die Tasnadecke geschlossen auftritt. Das zugerechnete Altkristallin der Clemgia-Schlucht, dem die grü-

nen Granitgneise fehlen, und seine rudimentäre, permomesozoische Auflage sind, wie die Tasnadecke, Reste einer intrapenninischen Schwelle. Dazu passen aber die auch zugeordneten Ophiolithmassen nicht, welche unterhalb des Tasna-Kristallins vom Tasnagipfel nach Süden und dann in dieser Position nach Nordosten (gegen Nauders hin) vorkommen. Vielleicht sind diese abzutrennen und bildeten den Untergrund des abgeschürften Rhenodanubischen Flysches? Fallweise kommen in den Ophiolithen Magnesitgänge mit Nickelerz und sporadisch auch Kupferanreicherungen vor. Nach ihrer tektonischen Position und ihrer Trias (Dolomitlinsen und Bunter Keuper mit Gips) sowie ihrer Ophiolith-Führung ließe sich die Ramoscher Zone längs der Wasserscheide vom Samnaun zum Fimbertal und weiter über die Nordhänge des Samnaun mit der *Prutzer Zone* des Nordostens verbinden. So fanden sich im hinteren Höllental (Süd Idalpe) als Überlagerung der *Rozschiefer* (= Graue Bündner Schiefer), neben Buntem Keuper mit Gips und Rauhwacken, Dolomit, Ophiolithen, *Tristelschichten* und *Gault,* auch große Schollen von *Ladiser Quarzit* des Permoskyths. Er baut dort die „Schwarze Wand" auf, an die Cenomanflysch anschließt. Diese (relativ zu den die Tasnadecke fortsetzenden Schürflingszügen der Idalpe) tiefer einzuordnenden Verbände lassen sich gut mit jenem – oft über 100 m mächtigen – Ladiser-Quarzit-Zug verbinden, der vom Frudiger Grat zum Pezidgrat über Komperdell und das namensgebende Ladis zum Inntal nördlich Prutz durchzieht. Er wird begleitet von bunten Phylliten und teilweise ersetzt durch primär stratigraphisch Liegendes, wie den *Quarzphyllit* und *Eisendolomit* des Rotenstein auf Komperdell bei Serfaus (mit Fahlerz, Kupfer- und Arsenkies) oder Hangendes, wie fossilführende Triasgesteine. Darüber folgen wiederum Graue und Bunte Bündner Schiefer, welche nach Nordosten zunehmend metamorph werden: alles zusammen die Abfolgen der Prutzer Zone.

Im Westen liegt auf der Zone von Roz-Champatsch, unter Zwischenschaltung der Ophiolith-reichen Ramoscher Zone, die *Tasnadecke.* Sie beinhaltet eine Altkristallin-Lamelle, deren Charaktergestein der *Tasnagranitgneis* ist, wie er neben der Hauptstraße an der Plattamala oder im Val Tasna ansteht. Seine durch Chloritisierung entstandene grüne Färbung verdankt er jedoch schon einer älteren Umsetzung, liegt er doch im Malm, in der Unter- und in der Oberkreide, wie sie im folgenden beschrieben werden, immer wieder als Komponente in Geröllhorizonten vor. Das belegt, daß er während dieser langen Zeit vermutlich als Scheitel einer Schwellenzone der Erosion ausgesetzt war. Perm und Trias sind wenig mächtig: Kristallinbrekzien mit Rhyolithen folgen gelblich verwitternde Dolomite, quarzitischer *Keuper* mit *Gips* und bunten Tonschiefern, fossilreicher *Steinsberger Lias,* darüber *Falknisbrekzien,* kalkige *Neokomschiefer,* Orbitoliniden führender *Tristelkalk,* mächtige *Gaultsandsteine* (am Piz Tasna auf 3179 m) und *„Couches Rouges"* der Oberkreide mit Globotruncanen. Paleozäne „Couches Rouges" werden in Anlehnung an die Verhältnisse in der Falknis Decke vermutet; ebenso werden gegen die Hochsilvretta hin überlagernde mächtige Flysche, welche weitgehend tektonisch selbständig sind, für Untereozän gehalten. Letzterer Meinung stehen wir kritisch gegenüber und vertreten für diese Flysche ihre Einordnung in die Zeit vom Dogger bis zur tiefen Oberkreide.

Hier konnten Untersuchungen im Gebiet der Idalpe oberhalb Ischgl Fortschritte bringen, weil dort in grobklastischen Anteilen jener Flysche wiederholt Reste von Rotaliporen des Cenoman-Turon festgestellt werden konnten und zudem Schwermineralspektren mit Chromspinell, was eine Parallelisierung dieses Höllentalflysches mit dem Verspalaflysch der Arosazone des Rätikon erwägen läßt. Zudem könnte sein primärer Verband mit den Bürkelkopf-Ophiolithen möglich sein, welche nach A. Daurer (1977) im Verband von Schiefern zwischen den einzelnen Lavaströmen Radiolarite führen, was Malm-Alter für die Effusion nahelegt. Daneben tragen die mit diesem Flysch gemischten Gleitbretter mit Steinsberger Lias im Gebiet des Schmalzköpfli, der Langen Wand und der Greitspitz *Posidonienschiefer* mit Fossilabdrücken sowie einen durch Ammoniten und Belemniten eingestuften Glimmersandstein des Dogger, den wir *Idalpsandstein* nennen. Es könnte also nachweisbar werden, daß der *Höllentalflysch* einerseits auf südlichste Anteile der Tasna-Schwelle und andererseits auf südpenninischen Ozeanboden transgredierte. Auch weiter im Südosten im Val Tuoi und südsüdwestlich des Piz Minschun sind Primärkontakte zwischen diesen Flyschen und Ophiolithen vermutet worden, was nach heutiger Einsicht Tertiäralter ausschließen würde. Die erwähnten Gleitbretter auf der Idalpe ziehen, morphologisch auffallend, von der klassischen Lokalität der Tasnadecke, z. T. in Rollfalten gelegt, über das hintere Fimbertal herüber, scheinen hier ihr Dach aus „Couches Rouges" gegen ein solches aus „Flysch" auszutauschen und ziehen dann, sich weiter auflösend, als höherer Schürflingszug über Malfrag nach Nordnordost, um vor dem Frudigergrat unter der Silvrettadecke zu verschwinden. Dort konnten in seinem Verband noch Kalkschiefer mit Brekzien festge-

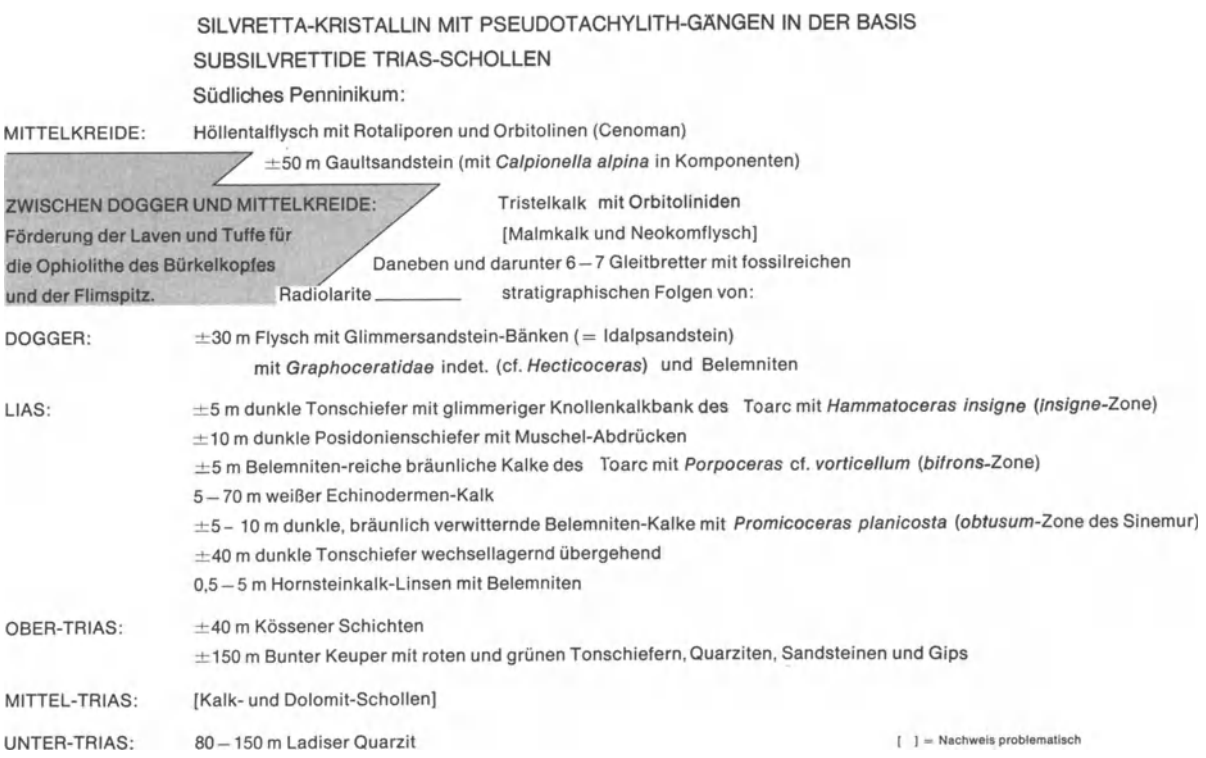


Abb. 75. Ostalpin und unterlagernde süd- bis mittelpenninische Abfolgen auf der Idalp

stellt werden, die in Komponenten Calpionellen zeigen: vermutlich Neokom. Wiederholt fanden sich auch noch Tristelkalke mit Orbitoliniden.

Damit verlieren sich die Spuren der typischen Tasna-Gesteine in höhere Anteile der Prutzer Zone hinein, schon vor dem Ostende des Unterengadiner Fensters. Die ihnen aus faziellen Gründen zugesprochene Herkunft von jener Briançonnais Schwelle, welche von hier nach Westen den Penninischen Raum geteilt haben mag, ist nur dann auch für die paläozoisch-triassischen Anteile der Prutzer Zone vertretbar, wenn man die olisthostromatische Herkunft dieser Schollen ablehnt und sie als echte Schürflinge auffaßt.

3.7.2.3. Die vorgosauisch gestapelten, südpenninischen und ostalpinen Einheiten des Fensterrahmens

(von innen nach außen)

Arosazone und Subsilvrettide Schollen

Mit dem Nachweis jenes vorher erwähnten Dogger-Sandsteines und jenes Cenomanflysches – wobei sich noch Flysche des Malm und Neokom (mit Tintinniden) und solche des Apt (Feinbrekzien mit Orbitoliniden und Trocholinen) zwischenschalten dürften – wäre die Abtrennung einer südpenninischen *Arosazone,* auf Kosten zumindest von Anteilen des Tertiärflysches der Tasnadecke, sichergestellt. Solches versuchte R. Trümpy schon 1972.

Damit gilt die Dreiteilung des Penninikums auch im Unterengadiner Fenster. Die Arosazone führt im Verband mit den genannten Flyschen neben Schürflingen der Tasnadecke alle möglichen Gesteine, wie Triasdolomite, Quarzite, vor allem aber Ophiolithe und auch Radiolarite, die der Tasnadecke sonst fehlen. Sie hat wie im Rätikon den Charakter einer tektonischen Mischungszone, deren vorgosauische Tektonisierung hier durch Relativbewegung mit dem überschiebenden Silvrettakristallin – mit Einbringung der subsilvrettiden Schollen (die vorwiegend aus Triasgestein bestehen) – erfolgt war. Letztere könnte man als nördlichste *Ausleger* der dabei an *einer* listrischen Fläche *hochgeschürften Scarl Decke* der Engadiner Dolomiten verstehen. Solche Schollen sind nachweisbar am Munt da la Bescha im Südwest-Eck des Fensters, wo sie eine tektonische Verbindung des Silvrettakristallins mit dem Oberen Gneiszug verbieten, am Nordgrat des Piz Cotschen, überschreiten zwei-

mal den Grat vom Fimbertal ins Laraintal, finden sich auf der Idalpe und nördlich des Bürkelkopfes, aber auch wiederholt im Nordosteck des Fensters.

Wenn man mit R. TRÜMPY (1970) die Verbindung der Kalkalpen mit der Languardzone, die im Süden unter der Ortler-Decke liegt, erwägt, könnten einige dieser Schollen auch diese Verbindung übernehmen. Auch zur vorgosauisch komplett überwältigten Err-Bernina Decke sind Beziehungen möglich – wie auch als Antithese eine Einwicklung vorn herum, wie sie für jene Geologen, die von Osten kommen, auch als möglich erscheint und wie es A. TOLLMANN für die Madrisazone im Prättigau annimmt.

Der Fensterrahmen aus der Scarldecke auf dem Oberen Gneiszug, der Silvretta Decke, der Thial-Puschlin Zone, der Phyllitgneiszone und der Ötztalmasse

Diese das Penninikum allseitig umrahmenden Einheiten wurden einleitend kursorisch diskutiert, sind aber sonst Thema des Kapitels 3.8. (Die westlichen Zentralalpen).

3.7.2.4. Die jungalpidische Metamorphose sowie ihre begleitende und nachfolgende Tektonik

Das Einrücken des Deckenstapels aus Ostalpin und Südpenninikum während des Paleozäns und Eozäns in den nordpenninischen und helvetischen Raum verursachte dort eine große Auflast mit nachfolgender Temperaturerhöhung. Solches bewirkte im Oligo-Miozän in heute durch die Erosion aufgeschlossenen Bereichen des Unterengadiner Fensters eine *Metamorphose der Unteren Grünschieferfazies,* wie sie W. HEUGEL (1975) an den hochliegenden Ophiolithen der Pfundser Zone am Piz Mundin mit Pumpellyit und Aktinolith nachwies; hingegen ist Stilpnomelan-Neubildung im Tasnagranitgneis schon lange bekannt.

Wir glauben in den durch die Erosion geöffneten „Zwiebelschalen" des Fensterinneren einen relativ einfachen Unterschiebungsbau erkennen zu können, vor allem, wenn wir für die Schuppenzonen olisthostromatische Vorgänge verantwortlich machen. Die Relativbewegungen liefen, von Süden nach Norden ausgreifend, in Kreide und Alttertiär ab, und die Ruhigstellung der jeweils älteren Flächen erfolgte dabei durch ihre Verbiegung während der weiterlaufenden Subduktion. Im jüngeren Tertiär verursachte diese, mit geringerer Kraft andauernd, unentwegt weitere Einengung durch das weiter unterschiebende nördliche Vorland und bildete sich, relativ unabhängig von der im höheren Stockwerk in der Schlinigfläche querlaufenden Unterschiebung der Sivretta- und der Sesvenna-Scarl-Einheit unter die Ötztalmasse, mit E-W und ENE-WSW streichenden Kleinfaltenachsen ab. Sie laufen schräg zur späteren Fensteraufwölbung, was nicht verwunderlich ist, da ja diese und der Zuschnitt des südlichen Fensterrahmens durch das Engadiner Lineament beeinflußt wird.

Dieses Engadiner Lineament wurde erst spät wirksam und lief von Südwesten nach Nordosten. Während und nach einer *Links-Seitenverschiebung* mit einer Relativbewegung von 5–15 km wurde dabei im nordwestlichen Anschluß das Penninikum hochgekuppelt. Vielleicht entstanden dabei in ihm jene NW und NNW gerichteten Kleinfaltenachsen, wenn dies nicht schon bei der oben erwähnten Quer-Unterschiebung erfolgte? Das Lineament zieht über den Stragliavita-Paß aus dem Oberengadin und dem Bergell herein und weiter nach Nordosten zum Piller Sattel, wobei es dort von der weiter nachdrängenden Ötztalmasse zunehmend überwältigt und nach Norden verschleppt wurde. Es läuft subparallel zum ca. 50 km westlich aktiven Churer Lineament. Dieses bindet im nördlichen Bodenseerheintal in Flächen zwischen den Molasse-Schuppen ein und zieht mit einer anderen Fortsetzung unter dem vorgeglittenen Rätikon durch zum Arlberg. Analog verläuft unser Engadiner Lineament einerseits über den Fernpaß auch in Richtung Molasse und andererseits mit seinem zweiten Arm unter der ebenfalls vorgeglittenen Ötztalmasse durch, links-seitenverschiebend in Richtung Unteres Tiroler Inntal. Mit ihm ursächlich verknüpft könnten ergiebige Vorkommen von Sauerquellen sein, wie sie vor allem am Südwestende des Fensters bei Schuls-Tarasp und am Nordostende bei Obladis und Entbruck-Prutz auftreten. Schließlich wäre auch denkbar, daß sich der Bergeller Pluton in großer Tiefe längs des Lineaments hierher fortsetzt.

Literatur: CADISCH J. et al. 1941; 1968; CORNELIUS H. P. 1942; DAURER A. 1977; HAMMER W. 1914; 1923, 1924; HEUGEL W. 1975; HESSE R. 1973; KLÄY L. 1957; MEDWENITSCH W. 1962b; MUTSCHLECHNER G. 1954a; OBERHAUSER R. 1976; THUM I. 1970; TRÜMPY R. 1970, 1972a, 1977; UCIK F. H. 1977; VOHRYZKA K. 1968a; WALDE D. et al. 1977; WENK E. 1962; WUNDERLICH H. G. 1958.

(Nachtrag: Am 13. 2. 1980 informierte mich J. RUDOLPH, Freiburg i. Br., über einen Fund von Paleozän-Eozän-Plankton in der Matrix roter Brekzien einer Wildflyschfolge tektonisch hoher Position im obersten Fimbertal.)

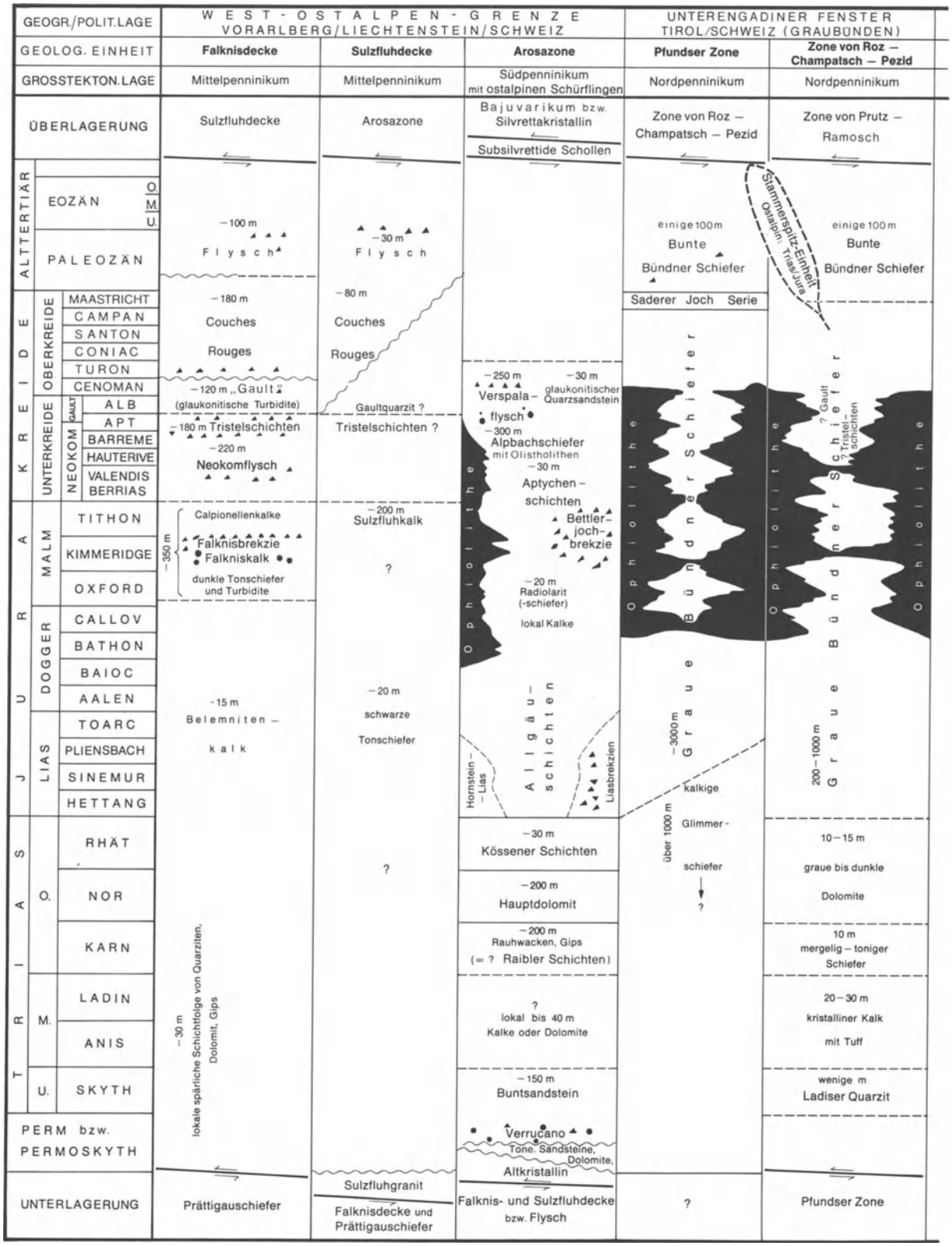
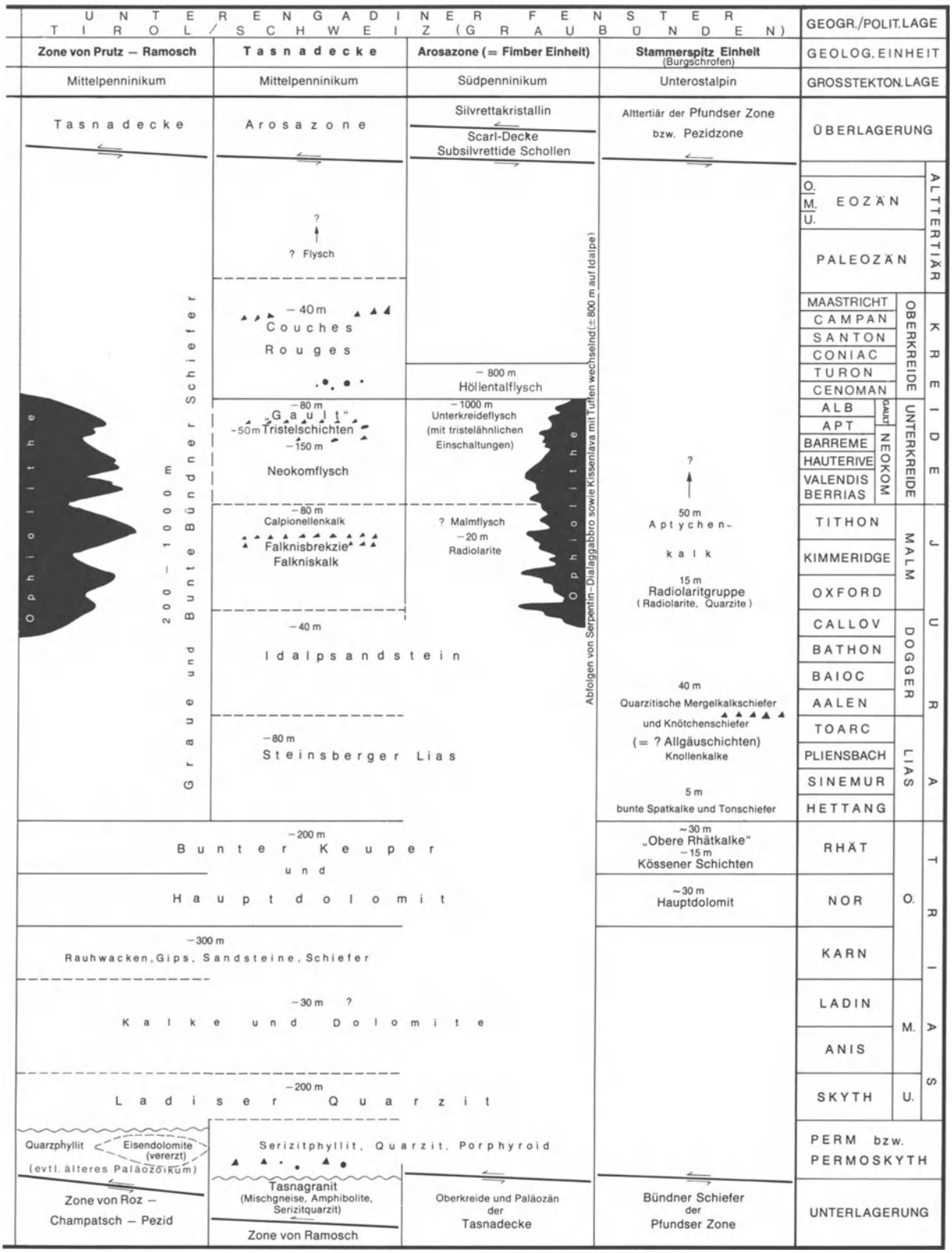


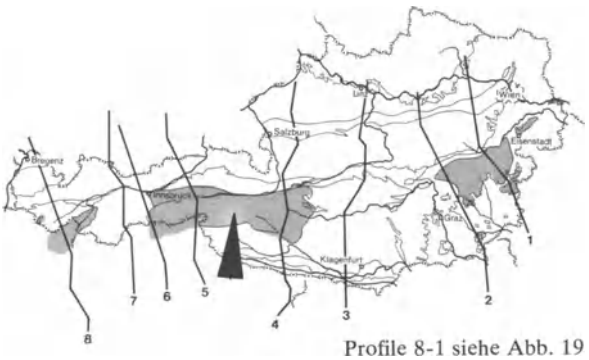
Abb. 76. Permomesozoikum, Paleozän und Eozän in den zentralen Ostalpen: Penninikum und Unterostalpin, westlicher Teil: West-Ostalpengrenze und Unterengadiner Fenster (zusammengestellt von WOLFGANG SCHNABEL)


UNTERENGADINER FENSTER
TIROL / SCHWEIZ (GRAUBÜNDEN)
GEOGR./POLIT. LAGE
GEOLOG. EINHEIT
GROSSTEKTON. LAGE
ÜBERLAGERUNG
Zone von Prutz — Ramosch
Tasnadecke
Arosazone (= Fimber Einheit)
Stammerspitz Einheit (Burgschrofen)
Mittelpenninikum
Mittelpenninikum
Südpenninikum
Unterostalpin
Tasnadecke
Arosazone
Silvrettakristallin
Scarl-Decke
Subsilvrettide Schollen
Alttertiär der Pfundser Zone bzw. Pezidzone
? Flysch
~40 m Couches Rouges
~800 m Höllentalflysch
~80 m „Gault" ~50 m Tristelschichten ~150 m Neokomflysch
~1000 m Unterkreideflysch (mit tristelähnlichen Einschaltungen)
~80 m Calpionellenkalk Falknisbrekzie Falkniskalk
? Malmflysch ~20 m Radiolarite
50 m Aptychenkalk
15 m Radiolaritgruppe (Radiolarite, Quarzite)
~40 m Idalpsandstein
~80 m Steinsberger Lias
40 m Quarzitische Mergelkalkschiefer und Knötchenschiefer (= ? Allgäuschichten) Knollenkalke
5 m bunte Spatkalke und Tonschiefer
Graue und Bunte Bündner Schiefer 200 – 1000 m
Ophiolithe
Abfolgen von Serpentin-Dialaggabbro sowie Kissenlava mit Tuffen wechsellnd (= 800 m auf Idalpe)
~200 m Bunter Keuper und Hauptdolomit
~30 m „Obere Rhätkalke" ~15 m Kössener Schichten
~30 m Hauptdolomit
~300 m Rauhwacken, Gips, Sandsteine, Schiefer
~30 m ? Kalke und Dolomite
~200 m Ladiser Quarzit
Quarzphyllit
Eisendolomite (vererzt)
(evtl. älteres Paläozoikum)
Serizitphyllit, Quarzit, Porphyroid
Tasnagranit (Mischgneise, Amphibolite, Serizitquarzit)
Zone von Roz — Champatsch — Pezid
Zone von Ramosch
Oberkreide und Paläozän der Tasnadecke
Bündner Schiefer der Pfundser Zone
EOZÄN O. M. U.
PALEOZÄN
MAASTRICHT CAMPAN SANTON CONIAC TURON CENOMAN
OBERKREIDE
ALB APT BARREME HAUTERIVE VALENDIS BERRIAS
GAULT
NEOKOM
UNTERKREIDE
TITHON KIMMERIDGE OXFORD
MALM
CALLOV BATHON BAIOC AALEN
DOGGER
TOARC PLIENSBACH SINEMUR HETTANG
LIAS
RHÄT NOR
O.
KARN LADIN ANIS
M.
SKYTH
U.
ALTTERTIÄR
KREIDE
JURA
TRIAS
PERM bzw. PERMOSKYTH
UNTERLAGERUNG

3.7.3. Das Tauernfenster

Von Otto Thiele

Mit den Abbildungen 77 bis 81



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.7.3.1. Geographische Einführung

Die Zillertaler Alpen und Hohen Tauern bilden zwischen Brenner- und Katschbergpaß als vergletschertes Hochgebirge den Hauptkamm der Ostalpen. Die höchsten Erhebungen liegen in den Tuxer und Zillertaler Alpen (Olperer, 3476 m; Hochfeiler, 3510 m), in der Großvenedigergruppe (Dreiherrnspitze, 3499 m; Großvenediger, 3676 m), die besonders stark vergletschert ist, sodann jenseits der niedrigeren Granatspitzgruppe (3086 m) wiederum in der gletscherreichen Glocknergruppe (Großglockner, 3797 m, höchster Berg Österreichs; Gr. Wiesbachhorn, 3564 m), ferner in der Goldberggruppe (Hocharn, 3254 m) und schließlich in der Ankogel-Hochalmgruppe (Ankogel, 3246 m; Hochalmspitze, 3360 m).

Abgesehen von stärker verschieferten Gneisen und den Amphiboliten bilden die Zentralgneise eher ruhigere Formen mit glazialer Formung und glatteren Wandfluchten. Im Gegensatz dazu stehen die häufig begrasten, aber an Schrofen reichen und von Runsen zerfurchten Berge der Schieferhülle. Die Felsen der Kalkphyllite werden im Volksmund „Bratschen" genannt. Die zumeist langen Täler sind häufig Trogtäler mit einer durch eine Schlucht durchsägten Mündungsstufe. An den oft felsdurchsetzten Talflanken steht Wald, in den Tälern und tiefer gelegenen Karen liegen Almen. Weit vor den heutigen Gletschern erkennt man häufig die noch wenig begrünten Moränen der Glestscherstände um 1850; sie geben damit einen Begriff vom Ausmaß des seit dieser Zeit eingetretenen Gletscherschwundes.

Der Gegensatz zwischen den Kalkbergen um die Wattener Lizum (Tarntaler Köpfe etc.) und den Schieferbergen der Tuxer Alpen (Rastkogel, 2762 m) oder den schroffen Kalkbergen der Radstädter Tauern (Weißeck, 2711 m; Mosermanndl, 2680 m; Hochfeind, 2635 m) und der Grauwackenzone belebt in hohem Maße die Landschaft.

3.7.3.2. Übersicht

Im Tauernfenster kommen zwischen Brenner- und Katschbergfurche in einer weitgespannten Aufwölbung die tiefsten tektonischen Elemente der Ostalpen unter den Decken des Ostalpins zum Vorschein; es ist damit eines der wichtigsten Zeugnisse des alpinen Deckenbaues.

Drei tektonische Haupteinheiten können unterschieden werden:

1. Zuinnerst im Fenster tritt voralpidisches Grundgebirge zu Tage, das mitsamt seiner mesozoischen Bedeckung starke Ähnlichkeiten zum Grundgebirge des nördlichen Vorlandes, der Böhmischen Masse und des Molasseuntergrundes sowie zu den helvetischen Kristallinkernen der Schweizer Alpen aufweist: *der Zentralgneis* und sein Altes Dach mit der *Unteren Schieferhülle.*
2. Darüber folgen, von Süden her überschoben, paläozoische und mesozoische Serien, die mit dem Penninikum der Schweiz verglichen werden können: die *Obere Schieferhülle.*
3. Um das penninische Fenster herum schließt sich, in Decken und Schuppen zerlegt, ein Ring unterostalpiner Gesteinsserien: der *Unterostalpine Rahmen.*

3.7.3.3. Gesteinsbestand und Stratigraphie

3.7.3.3.1. Zentralgneis und Untere Schieferhülle (Helvetische Fazies)

Das voralpidische Kristallin setzt sich zur Hauptsache aus Orthogneisen, Amphiboliten, Migmatiten, Paragneisen, sauren tuffitischen Gneisen, (Gneis-)Glimmerschiefern und Phylliten zusam-

men. Auch einige Serpentinitvorkommen (Zemmgrund, Stubachtal) dürften hierher zu stellen sein.

Für die Orthogneise, die weite Bereiche der vergletscherten Zentralregionen der Hochalm-, Ankogel-, Goldberg-, Sonnblick-, Granatspitz-, Venediger- und Reichenspitzgruppe sowie des Zillertals aufbauen, ist seit altersher der Name Zentralgneis eingeführt. Kleinere Einschaltungen oder noch nicht genau auskartierte Anteile von migmatisch beeinflußtem oder vom granitisch-aplitischen Ganggefolge durchschwärmten Nebengestein sind ihm mitunter (besonders im Gebiet des Zillertals) kartenmäßig zugeschlagen.

Trotz alpidischer Metamorphose läßt sich bereichsweise bei den Tiefengesteins-Abkömmlingen eine gewisse Altersfolge erkennen. Kalifeldspatreiche, porphyrisch struierte Metagranite erweisen sich samt ihren Migmatiten und ihrem aplitischen Ganggefolge als älterer, vermutlich früh- bis synorogen variszischer Bestand gegenüber einer zweiten, stärker differenzierten Intrusivgesteinsgruppe. Diese beginnt mit (mengenmäßig unbedeutendem) Diorit, eventuell auch Gabbro, und umfaßt in der Hauptsache tonalitische bis granitische und schließlich leukogranitische Gesteine. Letztere sind durch Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochronen als spät- bis postvariszisch ausgewiesen: Die physikalischen Altersdaten liegen im Bereich zwischen 280 und 220 Mio. J., wobei die niedrigsten Werte allerdings mit einiger Vorsicht zu betrachten sind. So ergab z. B. der relativ junge Aplitgranit der Reichenspitze ein Alter von ca. 282 Mio. J. gegenüber einem radiometrischen Wert von ca. 246 Mio. J., das die von ihm intrudierten, also sicherlich älteren Augen- und Flasergneise seiner Umgebung lieferten.

Zu bemerken ist, daß in der Altersabfolge der voralpidischen Intrusiva des Tauernfensters eine auffallende Übereinstimmung mit jener der variszischen Tiefengesteine der südlichen Böhmischen Masse besteht. Auch weisen hier wie dort die jüngsten, sauren Granittypen eine geringe Mineralisation von Fluorit und Molybdänglanz auf (Alpeiner Scharte u. a. O.).

An dieser Stelle kann auch das „Tauerngold" erwähnt werden: In vorherrschend NNE-streichenden, steilstehenden a-c Klüften kam es im Bereich des Siglitz- und Sonnblickgneises zur Bildung der bekannten Goldquarzgänge. Das Gold ist meist feinstverteilt in Pyrit, Arsenkies oder in der selteneren Zinkblende sowie in Kupferkies und Bleiglanz vorhanden. Ausnahmsweise findet sich Freigold.

Bei den voralpidischen Paragesteinen, Migmatiten, Metabasiten und Metavulkaniten (bzw. -tuffiten) ist die Altersgliederung schwieriger. Lokal ist die Unterscheidung einer „altkristallinen" Serie mit Amphiboliten, z. T. hornblendeführenden Bändergneisen und Gneisglimmerschiefern von einer etwas schwächer metamorphen, aber immer noch von den Zentralgneisintrusionen her beeinflußten „Habachserie" mit dunklen Phylliten (mit Lyditen) und sauren, intermediären und basischen Vulkanitabkömmlingen möglich. Bei gewissen vulkanogenen bzw. tuffitischen Gneisen (z. B. hellen Metaquarzkeratophyren oder den recht charakteristischen Albitit- oder Oligoklasitagglomeraten) ergeben sich Vergleichsmöglichkeiten mit den altpaläozoischen, speziell ordovizischen Serien des Ostalpins. Im Felbertal liegt in einer amphibolitreichen Folge der *Habachserie* eine schichtgebundene, wirtschaftlich interessante Scheelitvererzung mit quarzitischen Scheelitreicherzen.

Paläozoische Karbonatgesteine fehlen im allgemeinen im „helvetischen" wie auch penninischen Bereich des Tauernfensters. Lediglich bei einzelnen schmächtigen Marmorzügen des Venediger- und Granatspitzgebietes (Birnlücke; Nordwest, Nord und Ostnordost Innergschlöß) besteht der Verdacht auf Paläozoikum.

Bessere stratigraphische Vorstellungen haben wir über die jüngere Bedeckung der Kristallinkerne, vor allem in den westlichen Hohen Tauern. Hier dient als stratigraphischer Fixpunkt die Oberjura-Datierung des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen durch *Perisphinctes* sp., die auch durch neuere Fossilfunde von derselben Stelle (Belemnitenfragmente, Schwammspiculae) bekräftigt wird. Davon ausgehend läßt sich von der Abfolge, die trotz tektonischer Überprägung zum Teil mit noch erhaltener Transgressionsdiskordanz dem Kristallinsockel aufliegt, folgende Stratigraphie ableiten:

Perm (?) und Trias (?) ist nur lokal und sehr geringmächtig in Form von Quarzit, quarzitischen Schiefern, Dolomit und Rauhwacke entwickelt; regelmäßiger hingegen der (?) Lias mit etwa 10 m hellem Quarzit, Karbonatquarzit und Schwarzphyllit. Eine nur lokal auftretende, schmächtige, limonitische Lage könnte als Dogger aufgefaßt werden.

Oberjurassisch ist der bis über 200 m mächtig werdende *Hochstegenkalk,* dessen wandbildende Züge im Gerlos- und Tuxertal sowie östlich des Brenners deutlich in Erscheinung treten. Er setzt im allgemeinen mit gelben oder grauen Sandkalken ein, besteht in der Hauptsache jedoch aus graublauem Kalk(marmor) mit heller grau anwitternden und feinkörnigeren dolomitischen Partien. Recht charakteristisch sind für ihn (besonders in seinen höheren Teilen) hellgraue bis weiße Hornsteinspindeln oder zerrissene Hornsteinlagen.

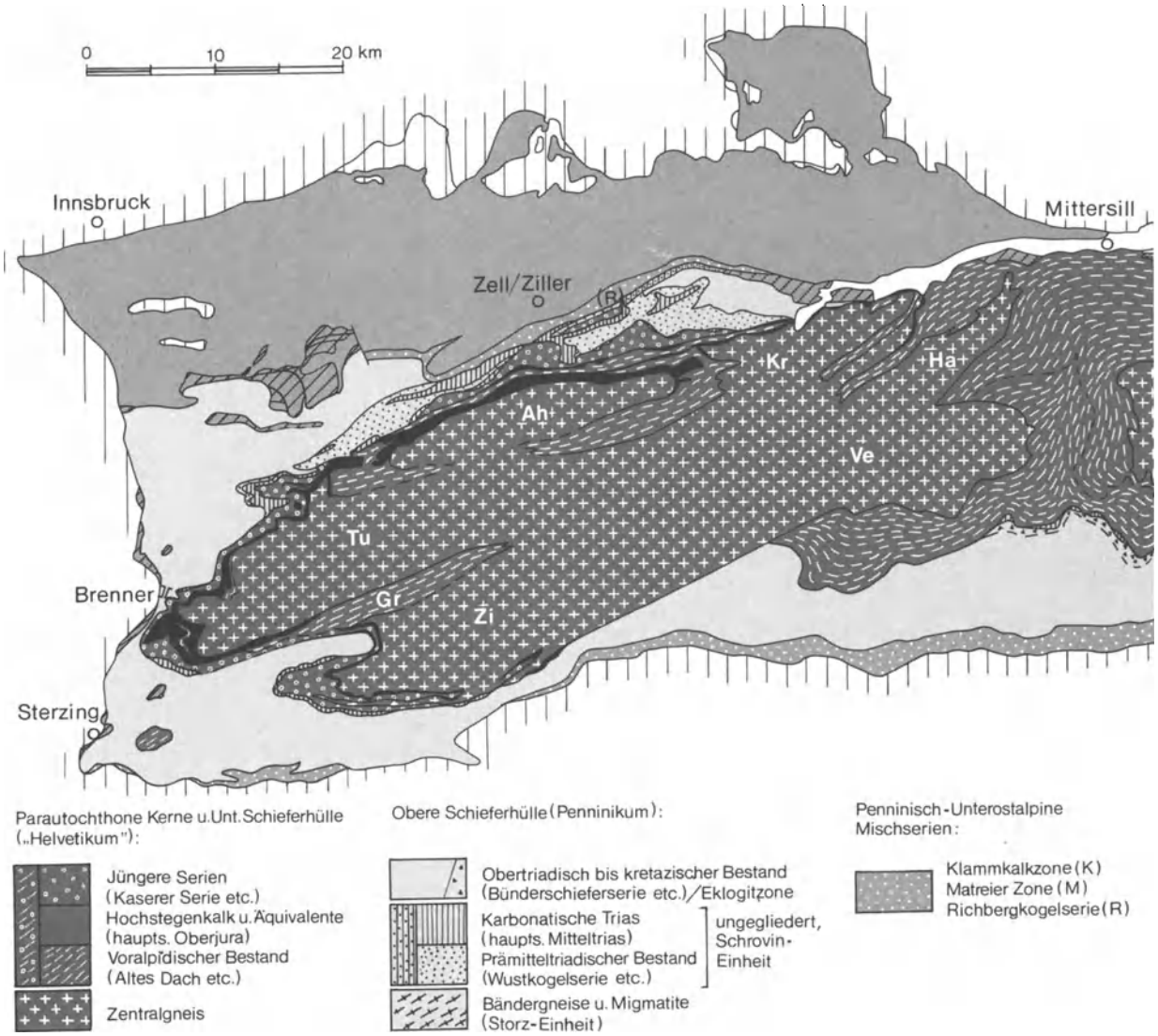
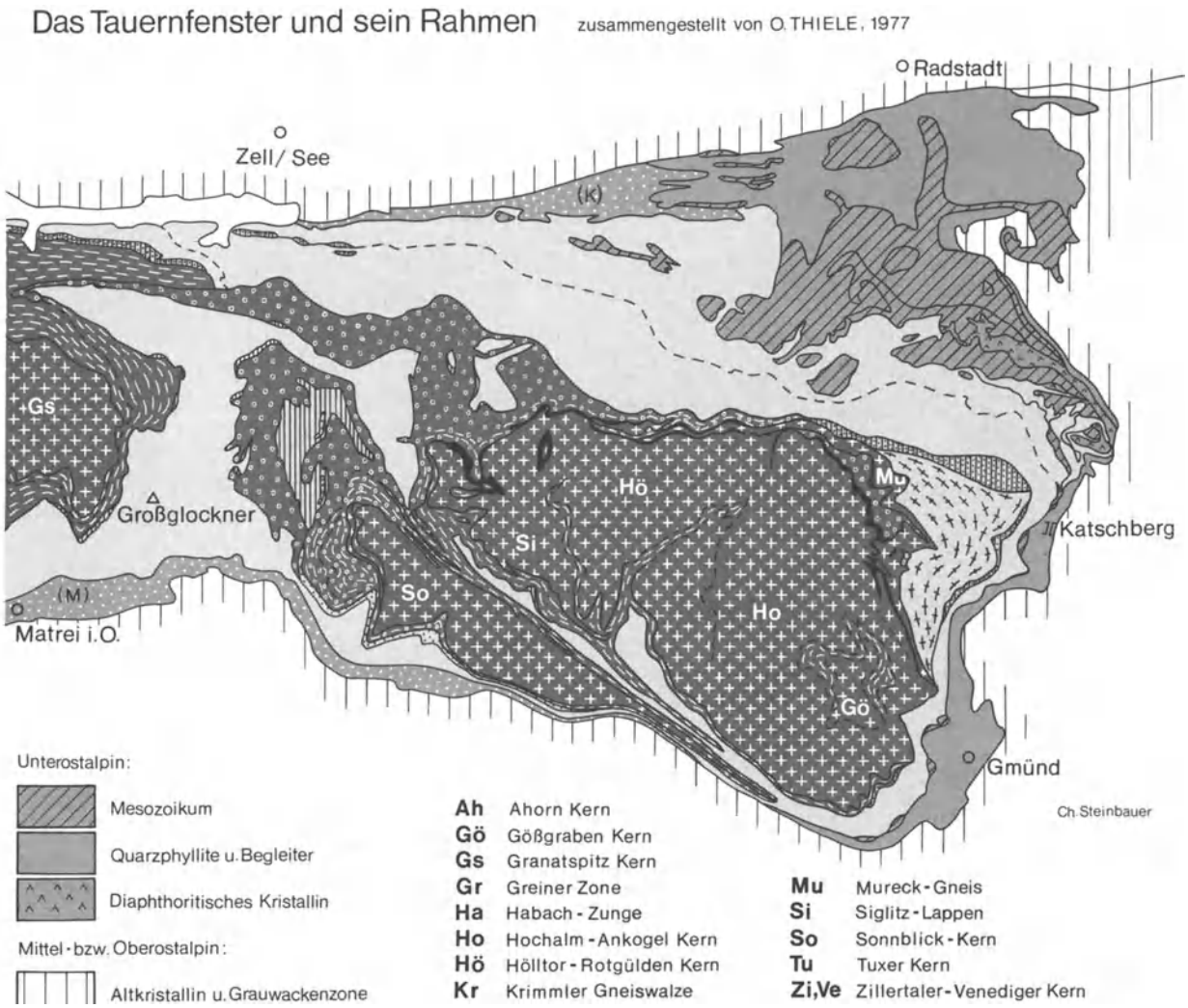


Abb. 77. Geologisch-tektonische Übersicht über das Tauernfenster

Vermutlich kretazischen Alters ist eine an vielen Orten über dem Hochstegenkalk einsetzende, bunte und stark wechselhafte Serie, die nach ihrem Typusgebiet zwischen Tuxer Joch und Geraer Hütte *Kasererserie* genannt ist. Sie besteht aus Kalkphylliten, Schwarzphylliten, Metaarkosen, sandigen Phylliten und grünen Schiefern mit Dolomitlagen und -linsen, Chlorit-Serizitschiefern, Dolomitbrekzien mit verschiedenartigem Bindemittel, stellenweise auch aus blauem Sandkalk mit Echinodermengrus und hellem Quarzit. Im Bereich Wolfendorn-Wildlahnertal treten im Hangenden dieser Serie grobe Konglomeratlagen mit quarzphyllitischem oder quarzitischem Bindemittel und nuß- bis kopfgroßen Kristallingeröllen auf (Abb. 81).

In der Unteren Schieferhülle der östlichen Hohen Tauern stehen Fossilfunde noch aus. Dementsprechend ist die stratigraphische Einstufung der Schichtglieder hier mit größeren Unsicherheiten belastet. Dem Hochstegenkalk analog, liegt im Gebiet von Gastein der *Angertalmarmor* dem voralpinen Grundgebirge auf. Er kann daher ebenfalls als Oberjurabildung angesehen werden. Eine analoge Position besitzt ferner der *Silbereckmarmor* im Gebiet des oberen Murtales. Dieser wird allerdings von Ch. Exner wegen seiner Vergesellschaftung mit Quarzit,



Dolomit und Rauhwacke eher für Trias gehalten und die darüberfolgenden, an die Kasererserie gemahnenden Kalkphyllite, Dolomitbrekzien und Schwarzphyllite für Lias und Jüngeres.

In den mittleren Hohen Tauern weist die in Bereichen der Glocknerstraße und darüber hinaus verbreitete *Brennkogelserie* starke lithologische Ähnlichkeiten mit der Kasererserie auf. Sie wurde bisher im allgemeinen als Lias angesprochen, da ein normaler, lückenloser Verband mit der Seidlwinkeltrias (siehe unten) zu bestehen scheint. Ob hier nicht eher ein anomaler Kontakt anzunehmen ist und nicht auch die Brennkogelserie als im wesentlichen nachjurassisch gedeutet werden könnte, ist eine noch offene Frage.

3.7.3.3.2. Das Deckensystem der Oberen Schieferhülle (Penninische Fazies)

Der Gesteinsbestand der Oberen Schieferhülle, also des zweifelsfreien Penninikums, ist wesentlich reichhaltiger als der des Helvetikums.

Im eher sporadisch auftretenden älteren Paläozoikum ähnelt er der Unteren Schieferhülle. So entsprechen die Bändergneise der Storzserie in den östlichen Hohen Tauern dem „Altkristallin" bzw. den Bändergneisen und Migmatiten im „Alten Dach" des Zentralgneises. Die ebenfalls

im obersten Murtal entwickelte „Murtörlserie" könnte eventuell ein Äquivalent der Habachserie darstellen. Auch in den westlichen Hohen Tauern ähneln die als Paläozoikum angesprochenen grauen, zum Teil konglomeratischen Grauwackengneise bis Glimmerschiefer (z. B. Rettelwand, Gerlostal; Hoher Nopf, Wildlahnertal) Schichtgliedern der Unteren Schieferhülle.

Ab dem Jungpaläozoikum ist eine selbständige Entwicklung zu erkennen. Grünliche bis grünlichweiße, phengitreiche Quarzitschiefer und Porphyroide, Arkosegneise und Quarzite *(Wustkogelserie)* werden in das Perm bis Skyth eingestuft. Die mittlere Trias erscheint mit Rauhwacken, Dolomiten, Kalkmarmoren und -schiefern karbonatisch entwickelt, die obere Trias im allgemeinen in Keuper-Fazies oder mag zum Teil fehlen. An lithologisch gut gliederbaren Vorkommen seien die *Seidlwinkeltrias* an der Glocknerstraße, die Sauwand-Gschößwand bei Mayrhofen oder die Schöberspitzentrias im Innerschmirn erwähnt.

Die charakteristischeste Serie des Penninikums ist die *Bündnerschieferserie,* die in der Glocknergruppe und in weiten Bereichen um die zentralen Gneisgebiete herum die Morphologie beherrscht. Sie ist aus abwechslungsreichen, tonig-kalkig-sandigen, viel diffusen Kohlenstoff enthaltenden Geosynklinalsedimenten entstanden, in welche größere Massen von basischen Vulkaniten eingedrungen sind. Ihre Hauptgesteine sind dementsprechend Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer, zum Teil übergehend in glimmerig-sandige Kalkmarmore, dunkle kalkfreie Phyllite, Karbonatquarzite und Quarzitschiefer, Grünschiefer und Prasinite. Altersmäßig dürfte sie vor allem in die Zeit von der oberen Trias bis in die untere Kreide einzustufen sein, wobei das Hauptgewicht der basischen In- und Extrusionen nach den Erfahrungen in den Schweizer Alpen am ehesten in der unteren Kreide gelegen haben dürfte. In höheren Bereichen ist das Einsetzen flyschoider Sedimente mit Wechsellagerungen von tonigen, sandigen und feinkonglomeratischen Schiefern und Brekzien bemerkenswert. Ob und wieweit dabei die Sedimentation im Tauernfensterbereich über die Mittelkreide hinausgeht, ist umstritten. Besonders für die mit den sogenannten *Fuscher Phylliten* vergesellschafteten Flyschbildungen des Tauernnordrandes wurde immer wieder der Verdacht auf oberkretazisches oder sogar alttertiäres Alter ausgesprochen (Abb. 81).

Auch in tieferen Bereichen der Bündnerschieferserie fehlen grobklastische Bildungen nicht (i. a. Dolomitbrekzien mit kalkphyllitischem oder karbonatquarzitischem Bindemittel). Weiters treten nahe der Basis der Serie auch mitunter Meter-, Zehnermeter- und noch größere Schollen und Linsen von „Trias"-Dolomit auf, die zum Teil als Olistholithe gedeutet werden könnten. Diese ersten orogenen Grobklastika werden im allgemeinen für Lias gehalten.

Die nachfolgend (Kap. 3.7.3.4.) erwähnten eklogitischen Gesteine des südlichen Venediger- und Granatspitzgebietes dürften höher metamorphe Äquivalente der Bündnerschiefer-Prasinite darstellen.

3.7.3.3.3. Der Rahmen des Tauernfensters (Das Unterostalpin einschließlich der penninisch-unterostalpinen Mischungszonen)

In günstigen Fällen sind im unterostalpinen Mesozoikum zwei Faziesbereiche zu erkennen. Der eine, die *Hochfeindfazies,* lehnt sich noch merklich an die Ausbildung des Permomesozoikums (vor allem der Permotrias) im Penninikum an. Der zweite, die *Pleißlingfazies,* weist eher schon Anklänge an die kalkalpine Entwicklung der nördlichsten Kalkalpendecken auf. Zum ersteren gehören die unteren Radstädter Decken und die Torwand- bzw. Hippolddecke der Tarntaler Berge; zum zweiten die oberen Radstädter Decken und die Reckner- und die Mölser Decke in den Tarntaler Bergen.

An der Basis des Unterostalpins sowie in Bereichen, in denen der Fensterrahmen einer stärkeren tektonischen Reduzierung unterworfen war, sind aber nicht einmal die höchsten penninischen Anteile sauber vom Unterostalpin zu trennen; dann wird von penninisch-unterostalpinen Mischungszonen gesprochen (Matreier Zone, Richbergkogelserie, Klammkalkzone).

Die den Südrand des Tauernfensters bildende Matreier Zone ist eine bunte Gesteinsgesellschaft mit Quarziten, Quarzserizitschiefern, Rauhwacken (auch Gipsen, die teils permotriadisches, teils Keuper-Alter haben mögen), Kalken, Dolomiten, kalkfreien und kalkigen Phylliten, Dolomitbrekzien, Grünschiefern und Serpentiniten. Durch die starke tektonische Beanspruchung und Verschuppung ist die ursprüngliche Schichtfolge kaum mehr erkennbar. Die im Norden des westlichen Tauernfensters auftretende Richbergkogelserie hat ebenfalls den Charakter einer tektonischen Mischserie. In ihr treten die nachtriadischen Brekzien stellenweise noch stärker hervor als in der Matreier Zone; hingegen fehlen, von Epidotamphiboliten im Bereich der Tuxer Alpen abgesehen, im allgemeinen die Basite und Ultrabasite. In der Klammkalkzone wiederum ist ein meist mittel- bis dunkelgrauer Kalk, der in etwa ein stratigraphisches Äquivalent des Hochstegenkalkes (Oberjura) sein könnte, das hervorstechendste Schichtglied. Tief in ihn eingeschnittene, landschaftlich reizvolle Klammen an den

Die Entwicklung des Penninischen Raumes im Mesozoikum

(Schema für das westliche Tauernfenster) nach W. FRISCH, 1974

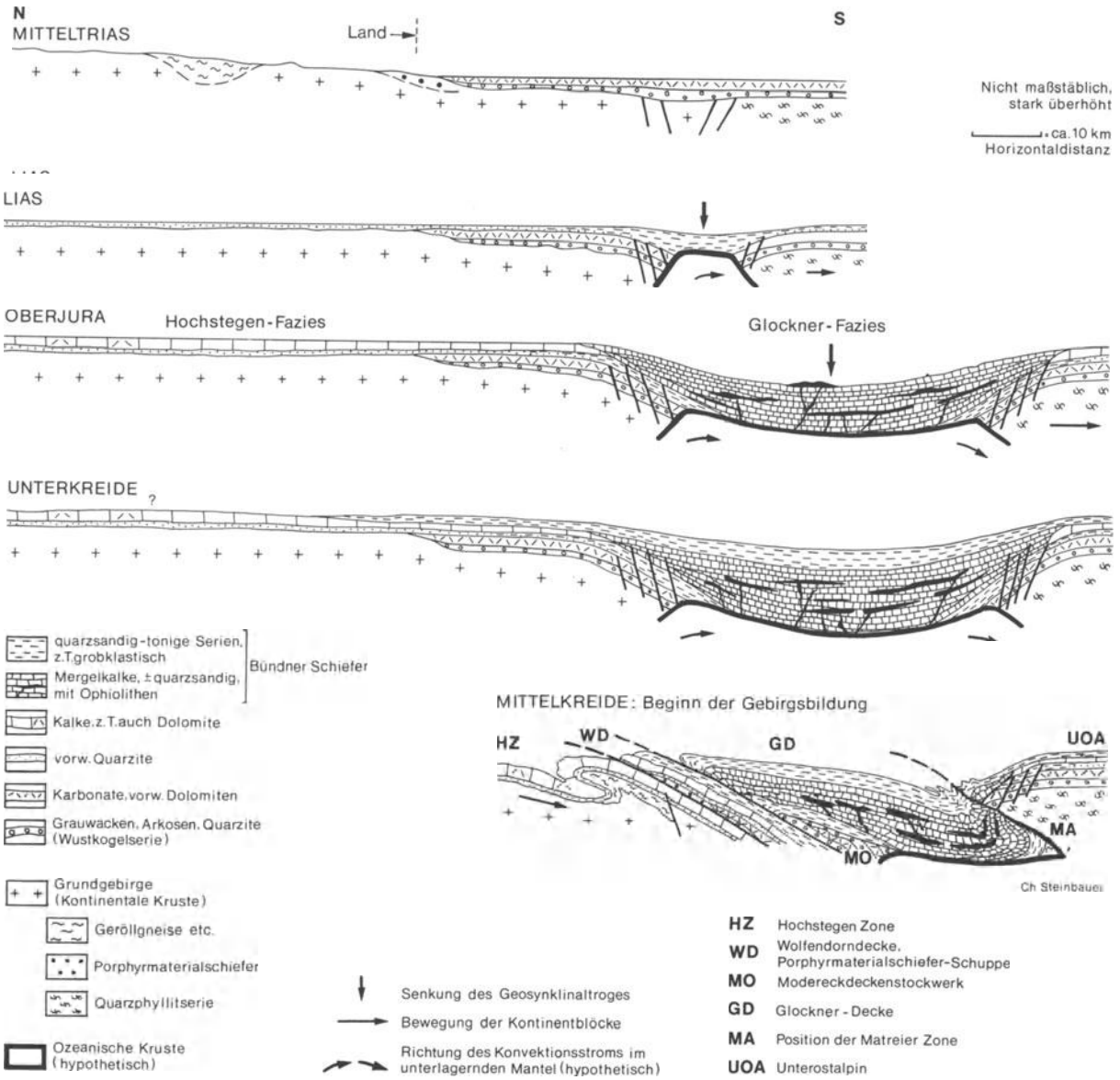


Abb. 78. Entwicklungsschema des Penninischen Raumes von der Mitteltrias zur Mittelkreide (Schema für das westliche Tauernfenster) nach W. FRISCH, 1974

Ausgängen des Großarl-, Rauriser- und Gasteiner Tales (Lichtensteinklamm, Kitzlochklamm, Klammpaß) gaben ihm den Namen *Klammkalk*. Die in dieser Zone weiters auftretenden, mit Schwarzphylliten und Chlorit-Serizitphylliten vergesellschafteten Brekzien machen zum Teil den Eindruck nachtriadischer Grobklastika, zum Teil von „Verrucano". Hier sind eben neue Untersuchungen im Gange.

Doch nun zu den stratigraphisch gliederbaren, weil örtlich fossilführenden unterostalpinen Serien:

Die voralpine Basis des Permomesozoikums bilden in den Radstädter Tauern zum Teil vergrünte, diaphthoritische Ortho- und Paragneise (= „Twenger Kristallin"), ansonsten Quarzphyllite (Innsbrucker Quarzphyllit, Radstädter Quarzphyllit, „Katschbergschiefer").

Genau genommen muß von einer Quarzphyllitserie gesprochen werden: Mengenmäßig weit überwiegend sind schmutzig grüngraue, meist stark gefältelte und von zahlreichen Quarzlagen und -linsen durchsetzte Phyllite. In ihnen eingeschaltet finden sich mehr oder minder dolomitische Bändermarmore, mausgraue, gelblichbraun bis ocker anwitternde, oft von Quarz durchaderte, grobspätige Dolomite („Eisendolomit"), Graphitschiefer, Kieselschiefer und Metadiabase.

Eine Sonderfazies des Quarzphyllites sind im Tuxer Tal nordöstlich Vorderlanersbach dunkle Glanzschiefer (auch „Tuxer Phyllite" genannt). Ihnen sind einige größere, zum Teil in vorzüglichen Spatmagnesit umgewandelte Karbonatlinsen eingeschaltet. Am Kontakt zu den Karbonatkörpern findet sich lokal eine schichtgebundene Scheelitmineralisation, unregelmäßig geformte Erzkörper oder getigerte Scheelitimprägnation auch im Magnesit bzw. Dolomit selbst.

Einzelne Karbonateinschaltungen des Quarzphyllits konnten mittels Conodonten stratigraphisch eingestuft werden: Karbonate der Tuxer Lagerstätte in die Zeit zwischen mittlerem Ludlow und Unterems, „Eisendolomite" des Lisabichls (Katschberg) ins höhere Ludlow. Mit einigem Vorbehalt kann aus diesen Funden auf ein *altpaläozoisches Alter der Quarzphyllitserie* insgesamt geschlossen werden.

Die permomesozoischen Schichtfolgen der Radstädter Tauern sind in Abb. 81 übersichtlich zusammengestellt.

Die *Hochfeindfazies* zeigt eine im Vergleich zur Pleißlingfazies geringmächtige und schichtglieder-ärmere Triasfolge, deren Eigenart ein Hornsteindolomit an der Ladin/Karn-Grenze, ein an Sandsteinen armes Karn und ein deutliches Plattenkalkniveau ist. Hauptcharakteristikum dieser Fazies ist der Brekzienreichtum der nachtriadischen Schichten: Über dem basalen Lias (Belemnitenkalk, Crinoidenkalk und Tonschiefer) folgt die bis 200 m mächtige Türkenkogelbrekzie mit Dolomit- und Quarzkomponenten und Einschaltungen von Feinbrekzien, Tonschiefern und Karbonatquarzit. Darüber folgende, bis 40 m mächtige Radiolarite und eine schmächtige „Aptychenkalk"-Einschaltung werden in den höheren Jura gestellt. Dann folgen nochmals Brekzien, die etwa 100 m mächtige, polygene *Schwarzeckbrekzie,* wonach die Schichtfolge mit den sandigen Schwarzeckschiefern („Weißeneckflysch") endet.

Fossilführend sind der Wettersteindolomit, das Kössener Rhät, der Oberrhätkalk, der Lias und die Radiolarite. Das Alter der höchsten Schichtglieder ist offen.

In den Tarntaler Bergen ist in der tieferen, faziell hier anzuschließenden Decke die Trias nur geringmächtig und schlecht bekannt (Quarzit, Rauhwacken, Bänderkalk, Dolomit). Die jüngeren Schichten sind jedoch wieder mächtig entwickelt und großteils grobklastisch ausgebildet *(Tarntaler Brekzie).* Die Tarntaler Brekzie s. str. oder „Torwandbrekzie" ist eine lebhaft wechselnde, sedimentäre Abfolge von Kalkphyllit-, Tonschiefer-, sandigen Phyllit- und Quarzitlagen mit reichlich eingeschüttetem, grobklastischem Material. Als mehr oder minder gerundete, sedimentäre Komponenten sind Kalke, Dolomite, Sandsteine und Quarzit zu nennen, wobei Quarzit auch als tektonische Grobmengung, die sich aus zerrissenen sedimentären Lagen entwickelt, auftreten kann. Radiolarit und „Aptychenkalk" werden als das primär Hangende der Brekzienserie angesehen, können aber, meist wohl infolge von Verschuppung, auch in ihr eingeschaltet sein.

Flyschartige Bildungen mit rhythmisch und zum Teil gradiert geschichteten Tonsandsteinen und schließlich graue Arkosen und Sandsteine mit Konglomerateinschaltungen dürften die jüngsten Anteile der Schichtfolge sein. In den letztgenannten Konglomeraten finden sich bereits aufgearbeitete Radiolarite.

Die in den oberen Radstädter Decken entwickelte *Pleißlingfazies* mit ihrer mächtigeren und reicheren Triasschichtfolge zeigt folgendes Normalprofil (A. TOLLMANN, 1964):

15 m	violetter Crinoidenkalk des Lias mit *Salpingotheutis* cf. *longisulcatus* (VOLTZ).
120 m	dunkelgrauer Liaskalkschiefer und schwarzgrauer Tonschiefer mit Belemniten und gelegentlich Ammoniten.
60 m	gelbliche und blaugraue reine Liaskalkmarmore mit Crinoiden und Belemniten, basale Liasbrekzie.
20 m	hellgraublauer, reiner Oberrhätkalk mit

Megalodonten und Korallen, gelegentlich partienweise dolomitisiert.
20 m dunkelgraue Kalk- und Tonschiefer der Kössener Schichten mit Korallen, Brachiopoden, Mollusken und Crinoiden, artlich bestimmbar. Rhätkalkbrekzien.
20 m obernorischer Plattenkalk als Wechsellagerung von dickbankigen Kalken und Dolomiten, mit Brachiopodenlumachelle und Crinoidengrus.
300 m hellgrauer, dickbankiger Hauptdolomit mit *Cardita*.
50 m dünnschichtiger, dunkelgrauer, graubraun verwitternder karnischer Dolomit, zurücktretend Kalk.
30 m unterkarnische Tonschiefer, Lunzer Sandstein, Dolomitbrekzien, selten Isocrinus-Kalkbrekzie.
80 m dunkelgrauer, geschichteter Partnachdolomit, Kalke, Brekzien, Tonschieferlagen.
10 m dunkelblaugrauer, geschichteter Partnachkalk und hellocker verwitternder Dolomit in Wechsellagerung.
300 m Wettersteindolomit, ungebankt oder undeutlich gebankt, mit artlich bestimmbaren Diploporen, Teutloporellen, Großgastropoden *(Omphaloptychia)* und sandschaligen Foraminiferen *(Ammobaculites radstadtensis* KRISTAN–TOLLMANN).
80 m gelblicher, geschichteter Oberanisdolomit oder grauer, geschichteter Trochitendolomit mit *Entrochus silesiacus* QUENSTEDT.
20 m Dolomitschlierenkalk des Anis mit Crinoiden, gelegentlich Hornsteinknollen führend.
30 m blaugrauer oder rosa, geschichteter Anisbänderkalkmarmor mit Crinoiden und *Loxonema constrictum* MARTIN. Im schwarzen Kalk gut erhaltene Korallen einer neuen Art.
20 m Anisbasisschichten („Gutensteiner Basisschichten") aus dunklen Tonschiefern, Kalkschiefern, ausgewalzten Brekzien und düster-graubraun verwitternden dunklen Dolomiten.
50 m unterstanisische Rauhwacke.
20 m Röt, oberskythische Serizitschiefer-Rauhwackenserie.
150 m fester, geschichteter, hellgrauer bis hellgrüngrauer skythischer Lantschfeldquarzit mit seltener Gerölleinstreuung.
130 m höherpermischer Alpiner Verrucano als Serizitschiefer und Serizitquarzit.

Ihr fehlen also die grobklastischen und flyschoiden Jungschichten.

In der tektonisch analogen Reckner-Serie des Tarntaler Mesozoikums ist der Jura wieder bunter und reichhaltiger. Dolomitbrekzien (z. T. noch im Primärverband über Hauptdolomit), Kalkschiefer, Kalktonschiefer und Kieselkalke dürften den Lias und Dogger vertreten; Kieselschiefer, Kalkschiefer, feinbrekziöse Tonschiefer und Arkosen Oberjura und eventuell Jüngeres. Mit den Kieselschiefern eng verbunden sind Serpentinitlager und -linsen (Geier, Reckner etc.), begleitet von Natronamphibol-Ägirinschiefern und örtlich Ophicalzit.

3.7.3.4. Metamorphose

Die alpidische Metamorphose im Tauernfenster („Tauernkristallisation") liegt überwiegend im Bereich der Grünschieferfazies, erreicht oder überschreitet aber nicht selten in tieferen und südlich gelegenen Abschnitten des Fensters die Grenze zur Amphibolitfazies. Die geringste Metamorphose ist im Norden zu verzeichnen, wo innerhalb der unterostalpinen Gesteinsserien bereichsweise von einer Anchimetamorphose gesprochen werden könnte. Hier liegen ja auch im wesentlichen die fossilführenden Serien vor.

Zu den typischen Erscheinungen der Tauernkristallisation zählen die gefüllten Feldspate der Tauernzentralgneise: je nach ihrem ursprünglichen Anorthitgehalt wandeln sich die Plagioklase in mehr oder minder stark mit Serizit- und Klinozoisitmikrolithen gespickte, saure Plagioklase um. Auch der ehemalige Zonarbau ist oft noch an der Mikrolithenfülle kenntlich. Weiters ist die Schachbrettalbitisierung der Kalifeldspate, bzw. deren Schachbrettoligoklasierung bei niedrigtemperierter Amphibolitfazies, zu nennen sowie die Albitsprossung innerhalb von Schieferhüllgesteinen, wobei die rundlichen Albitblasten Grundgewebereste oft unverletzt umschließen. Außerdem sind für die höher metamorphen Bereiche inverse Zonarstrukturen charakteristisch.

Zu den schönsten, auch den Nicht-Petrographen faszinierenden Produkten der Tauernkristallisation zählen zweifellos die höher metamorphen Gesteinsserien, wie sie zum Beispiel in der Greiner Zone im Gebiet des oberen Zemmgrundes und Schlegeistales prächtig aufgeschlossen sind: Hornblendegarbenschiefer mit über dm-großen Büscheln von grüner Hornblende auf den Schichtflächen, häufig auch noch mit Granat gespickt. Gelegentlich kommt es innerhalb dieser Gesteine auch zu Disthen- und Staurolithbildung. Beachtung verdienen auch die Talk- und Strahlsteinschiefer sowie mineralreichen Chloritschiefer in der Hülle der dortigen Serpentinite, die im Verein mit den berühmten „Zillertaler

Granaten" dieses Gebiet auch zu einem beliebten Ziel für Mineraliensammler machen.

Andere, noch berühmtere Produkte der Tauernkristallisation sind im Habachtal (Oberpinzgau) die im Randbereich zum Zentralgneis in Biotit- und Talkschiefern aufgesproßten Smaragde – das einzige derartige Vorkommen in Mitteleuropa. Auch die „alpinen Kluftminerale" der Tauern (Bergkristall, Periklin und Adular, Sphen, Apatit etc. etc.) stehen schließlich mit der Tauernkristallisation in ursächlichem und zeitlichem Zusammenhang (s. unten).

Moderne petrologische Bearbeitungen geben im Verein mit der experimentellen Petrologie immer mehr Einblick in die komplizierte Geschichte der Tauernmetamorphose. Aufgrund von mikroskopischen Dünnschliffuntersuchungen, Studien von Mineralreaktionen, Phasenanalysen, Sauerstoffisotopenuntersuchungen, Studien von Flüssigkeitseinschlüssen, radiometrischen Altersbestimmungen etc. läßt sich eine Mehrphasigkeit des Geschehens ableiten.

Der erste Höhepunkt war eine Hochdruckmetamorphose, deren Spuren besonders im südlichen Tauernfenster und vor allem an der Basis der Glocknerdecke noch bemerkbar sind. Reliktische Mineralparagenesen in den Eklogiten der südlichen Venediger- und Granatspitzgruppe (Omphazit + pyropreicher Granat + Disthen + Quarz + Rutil etc.) weisen auf Bildungsbedingungen unter etwa 10 kb Druck und Temperaturen von etwa 500–550° C hin. Aus der gleichen Phase dürften auch die Relikte bzw. Pseudomorphosen nach Lawsonit, Granat und Disthen in Prasiniten, Omphazit in Marmoren oder Lawsonit in Kalkglimmerschiefern stammen. In folgenden Phasen kam es bei fallendem Druck (→ ca. 5 kb), aber offenbar räumlich weiter umsichgreifender thermischer Beeinflussung zum Abbau dieser Paragenesen innerhalb der Prasinitfazies, bereichsweise auch in niedrig temperierter Amphibolitfazies. Der Climax der thermischen Beeinflussung war offenbar erst nach der Hauptphase der tektonischen Bewegungen, i. e. nach der Überschiebung des Tauernfensters durch die ostalpinen Massen. Die Tauernkristallisation überdauerte daher in der Regel die Deformation – einige junge Störungen (Salzachtalstörung etc.) ausgenommen.

Sogar die Kluftmineralbildung erfolgte zum Teil noch unter ähnlichen Temperaturbedingungen, wie sie zur letzten Phase der Gesteinsmetamorphose geherrscht haben.

Radiometrische Altersbestimmungen aufgrund der K-Ar und Rb-Sr Zerfallsrate an Mineralien, vor allem an Glimmern, tragen zur zeitlichen Einstufung der Metamorphoseakte bei. Im ostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Polinik-Gruppe bis Schneeberger Zug, Telfser Weißen) liegt der Schwerpunkt der Alterswerte bei etwa 80 Mio. J., also in der Oberkreide. Abweichungen in unmittelbarer Nähe des Fensterrandes sind wahrscheinlich physikalisch bedingt (Überschuß-Argon).

Im Fensterinnern liegen die „Mineralalter" im wesentlichen zwischen 36 und 15 Mio. J., also im Oligozän bis Miozän, wobei die niedrigeren Werte vor allem an Biotiten der Zentralgneise, die höheren zumeist an Hellglimmern, zum Teil auch von Schieferhüllgesteinen gemessen wurden. Da es sich bei diesen Daten um Abkühlungsalter handelt, zeigen sie in etwa den Abschluß der thermischen Beeinflussung des jeweiligen Gebietes an. Im Randbereich des ostalpinen Kristallins können die Werte mit der Heraushebung der Kristallindecke und ihrem Transport über ihr kühleres Vorland (penninischer Trog) in Zusammenhang gebracht werden, im Fensterbereich mit der Aufkuppelung der Tauern und einer schon begonnenen Abtragung. Minerale, die der Tauernkristallisation zugeschrieben werden, wurden als Schwerminerale bereits im mittleren Oligozän (Rupel) aus der bayerischen Molasse gemeldet; doch sollten daraus keine allzu weitgehenden Schlüsse gezogen werden.

Wegen der alpidischen Beeinflussung sind unsere Kenntnisse von voralpidischen Metamorphosen recht spärlich. Die variszische Metamorphose, die man aufgrund verschiedener Strukturrelikte annehmen kann, dürfte über den Grad der alpidischen nicht wesentlich hinausgegangen sein. Zumeist mag eine niedrigtemperierte Amphibolitfazies vorgeherrscht haben. Stellenweise, im Hof von Orthozentralgneisen (Granatspitzkern, Tuxer Kern), lassen fragliche Cordieritpseudomorphosen an eine Hochtemperaturmetamorphose denken, die vielleicht schon zu Bedingungen der Anatexis (Aufschmelzung) überleitet. Über weite Bereiche aber fehlen gesicherte voralpidische Relikte. – Im „Alten Dach" der Orthozentralgneise und im „Altkristallin" könnten sich zum Teil auch vorvariszische Metamorphite verbergen, doch gibt es hierfür erst wenig schlüssige Beweise.

3.7.3.5. Tektonik

Wie anfänglich erwähnt, kommen im Tauernfenster die tiefsten tektonischen Elemente innerhalb der Ostalpen zu Tage.

Seit dem historisch bedeutsamen IX. Internationalen Geologenkongreß 1903 wird angenommen, daß hier an der Brennerdepression zwischen Sterzing und Matrei unter dem Ötztaler Kristallin die Bündnerschieferserien wieder em-

porkommen, um im weiteren Verlauf an der Katschberglinie wiederum gegen Osten unter die Masse des kärntnerisch-steirischen Altkristallins abzutauchen. Seit dieser Zeit wurde der Inhalt des Tauernfensters im allgemeinen für penninisch gehalten.

Heute werden die zentralen Teile des Tauernfensters, nämlich die Kristallinkerne des Zillertaler-, Venediger- und des Hochalm-Ankogelgebietes samt ihrer unmittelbaren Sedimenthülle eher mit den autochthonen helvetischen Massiven der Schweizer Alpen verglichen. Die ursprünglich angenommene Deckennatur vieler Tauernzentralgneise wurde durch jüngere Arbeiten stark in Frage gestellt. Vor allem aber zeigte es sich, daß der fazielle Unterschied zwischen der unmittelbaren Bedeckung der Zentralgneiskerne („Hochstegenfazies") und der echt penninischen Serien der Oberen Schieferhülle ein sehr bedeutender ist, der für den inneren Fensterbereich eine großtektonische Abtrennung gerechtfertigt erscheinen läßt.

3.7.3.5.1. Zentralgneis und Untere Schieferhülle (? Helvetikum)

In den westlichen Hohen Tauern ist der Ahornkern das Tiefste. Auf ihm lagert mit teilweise noch erhaltener Winkeldiskordanz der Hochstegenkalk mit seinen Basisbildungen. Südlich davon folgt nach Einschaltung einer Mulde paläozoischer Gesteine („Schönachmulde") der Tuxer Kern. Seine nördlichsten Bereiche sind walzenförmig („Krimmler Gneiswalze") oder lappenförmig über einige wenige Kilometer über Ahornkern und Schönachmulde bewegt und stirnen im Norden. Auch auf diesem Zentralgneiskörper ist noch die Hochstegenkalkbedeckung erhalten, allerdings weitgehend tektonisch parallelgeschlichtet. Weiter südlich folgt der Zillertaler-Venedigerkern, wobei sich im Westen zwischen Zillertaler- und Tuxer Kern ein steilstehender Keil hochmetamorpher, wohl paläozoischer Schiefer einschaltet (Greiner Zone). Im Zillertaler Kern findet sich, tektonisch verschliffen, nur im Westen und Süden Hochstegenkalkbedeckung.

Gegen die Greiner Zone und im Venedigerbereich sind die Orthozentralgneise noch mit ihrem (voralpidischen) alten Dach im Intrusivverband.

Vom Kristallinsockel abgeschürft, stellen sich als höhere tektonische Elemente des „helvetischen" Faziesbereiches noch einige Schuppen bzw. Decken ein, die Wolfendorndecke und die Porphyrmaterialschiefer-Schuppe.

In den östlichen Hohen Tauern ist das tiefste Element der Gößgrabenkern. Er wird durch die Reißeckmulde vom darüberfolgenden Hochalmkern getrennt. Westnordwestlich schließt die Ankogelmulde an, darüber der Hölltor-Rotgüldenkern, ferner die Gasteiner Mulde und darüber der Sieglitzlappen. Wieweit diese Gebilde alpidische Decken oder aber massivinterne voralpidische Strukturen sind, darüber gehen die Meinungen nun wieder auseinander. Mesozoikumsverdächtige Anteile sind in den genannten Mulden jedenfalls nicht vorhanden und oft stehen die Orthogneise mit den Muldeninhalten noch im Intrusiv- bzw. Migmatisationsverband; daher können obige Zentralgneiskerne zum Hochalm-Ankogelmassiv zusammengefaßt werden.

Im nördlichen Teil lagert dem Hochalm-Ankogelmassiv Mesozoikum in Hochstegenkalkfazies auf, zum Teil mit den Gneisen parallelgeschlichtet, zum Teil (Silbereckmulde) mit noch erhaltener Winkeldiskordanz.

Auch der Sonnblickgneis hat nicht den Dekkencharakter, der ihm früher zugeschrieben wurde, sondern die Gestalt einer NE-vergenten Rollfalte; die Mallnitzer Mulde, die ihn vom Hochalm-Ankogelmassiv trennt, hat keinen erheblichen Tiefgang (s. Abb. 80).

Als abgescherte Späne finden sich im Dach der Zentralgneismassen kleinere, decken- oder schuppenförmige Gebilde, wie Ch. Exners Gneislamelle 1 und 2, die Durchgangalm-, die Fluhkopf- und die Mureckgneisdecke.

Ähnliche schmächtige Gneisdecken sind in den mittleren Hohen Tauern in den Riffldecken um den Granatspitzkern aufgeschlossen, doch müßten diese nicht unbedingt tektonisch erklärt werden. Es könnte sich hier zum Teil um eingeschaltete Vulkanitabkömmlinge handeln; die oft zitierten „Trias"-Einschaltungen der Unteren Riffldecke sind keineswegs gesichert.

In ähnlicher tektonischer Position befindet sich schließlich im Tauernostende die Storzdecke. Da sie größtenteils aus Altkristallin besteht und ihr mesozoische Anteile zu fehlen scheinen, ist eine Zuordnung in fazieller Hinsicht kaum zu treffen. Ch. Exner (1971) stellt sie bereits zum Deckensystem der Oberen Schieferhülle.

3.7.3.5.2. Decken der Oberen Schieferhülle (Penninikum)

Als tiefste Decke in penninischer Fazies kann die von A. Tollmann (1975) begrifflich neugefaßte *Modereckdecke* gelten. Sie umfaßt im Bereich der Glocknerstraße den Modereck – Rote Wand Gneis bzw. die Wustkogelserie und die relativ mächtige Seidlwinkeltrias. Ein Äquivalent hierzu ist die Schrovin-Einheit des Tauernostendes, die sich ebenfalls zur Hauptsache aus Wustkogelserie und karbonatischer Trias zusammensetzt.

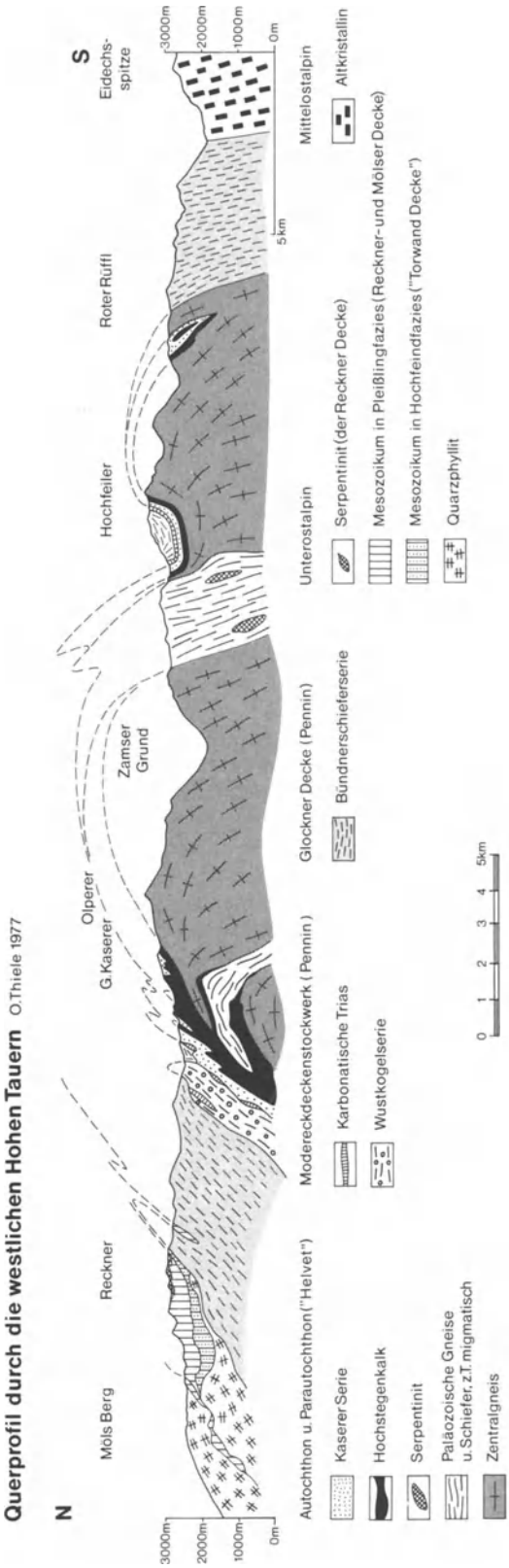


Abb. 79. Querprofil durch das westliche Tauernfenster

In den westlichen Hohen Tauern erscheinen im gleichen tektonischen Niveau inverse Serien mit relativ mächtigem Permoskyth (Wustkogelserie) und Triaskarbonaten. Auch im südlichen Bereich der mittleren Hohen Tauern ist das Modereckdecken-Stockwerk durch Züge und Schollen von Wustkogelserie und Triaskarbonaten markiert.

Über der Modereckdecke (= etwa Seidlwinkeldecke W. FRISCHs) folgt die *Glocknerdecke.* Sie beinhaltet die Hauptmasse der Bündnerschiefer und Grünschiefer des Tauernfensters.

Nach den modernen plattentektonischen Vorstellungen stammt sie aus jenem Bereich, in dem nach dem Aufreißen der penninischen Eugeosynklinale jurassische bis unterkretazische Tiefseesedimente direkt auf ozeanischer Kruste zur Ablagerung gelangten (s. Abb. 78). Auf sie wirkte sich in der Folge die Subduktion der nördlichen Platte unter die ostalpinen Kristallinmassen am stärksten aus. Anzeichen hierfür sind unter anderem die an der Basis der Glocknerdecke mitunter anzutreffenden Hochdruckmetamorphite („Eklogitzone" des südlichen Venedigergebietes).

Die Interntektonik der Glocknerdecke ist sehr kompliziert. Lokal kann eine Untergliederung in einzelne Teildecken und Faziesbereiche (Zone der Fuscher Phyllite etc.) getroffen werden. – Im mittleren Abschnitt der Hohen Tauern beherrschen ausgeprägte Querstrukturen den Bau: N-S-Faltenachsen und Lineationen vor allem im Bereich des Glockners, NW-SE verlaufende Achsen in der Granatspitzgruppe. Höchstwahrscheinlich stehen diese Strukturen mit dem „Knick" des Tauernfensters im Glocknerbereich und einem im Untergrund vorhandenen, WNW-ESE verlaufenden Lineament („Mölltallinie") in ursächlichem Zusammenhang. Sonst sind die b-achsialen Gefüge im allgemeinen subparallel zum Nord- bzw. Südrand des Tauernfensters ausgerichtet, mit ausgeprägtem Achsengefälle sowohl gegen den westlichen als auch den östlichen Fensterrand (Brennerfurche bzw. Katschbergfurche). Die generelle Überschiebungsrichtung der Decken, Teildecken und Schuppen ist von Süden gegen Norden anzunehmen, doch sind lokal, besonders im Norden des Fensters, oft ausgeprägte Rückfaltungen und „Schubklüftungen" gegen Süden zu bemerken, was vermutlich mit der späteren Aufwölbung der Tauernkuppel in Zusammenhang steht. Das Gesagte gilt auch für die tieferen („helvetischen") Bereiche der Tauernschieferhülle.

Die Trennung der Oberen Schieferhülle vom ostalpinen Rahmen ist im Detail nicht immer scharf und eindeutig durchzuführen, deshalb wird im Grenzbereich in vielen Fällen von *pen-*

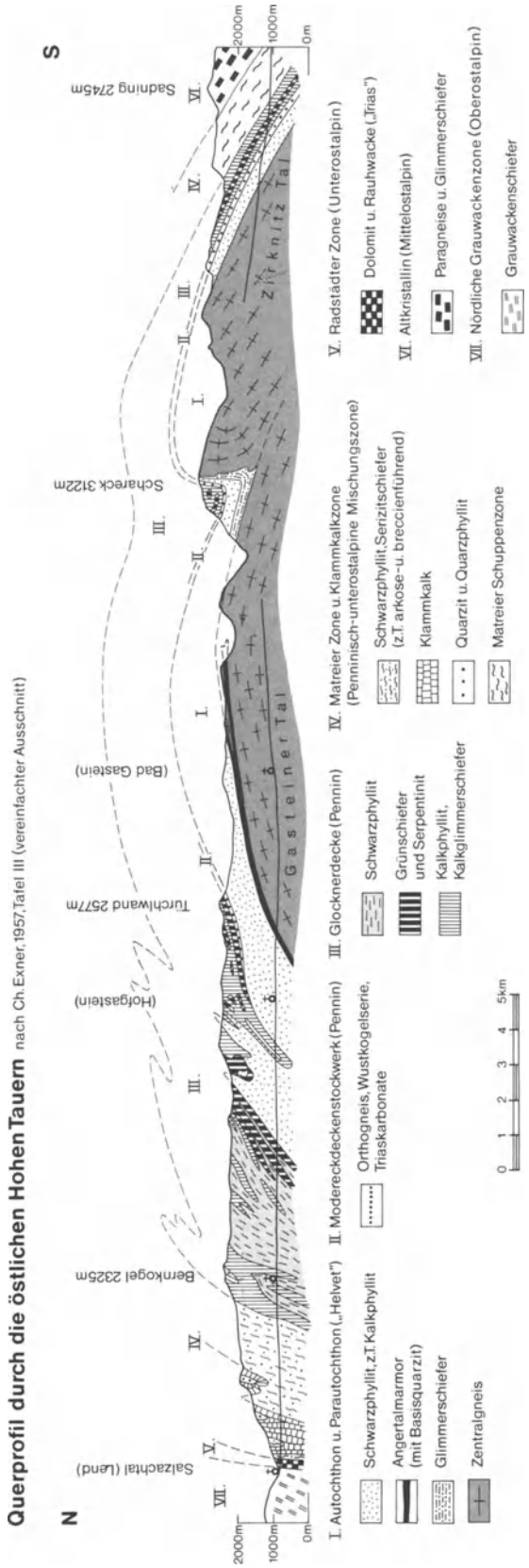


Abb. 80. Querprofil durch das östliche Tauernfenster

ninisch-unterostalpinen Mischserien gesprochen. Hierher gehören die Matreier Zone im Süden sowie die Richbergkogelserie im Nordwesten des Tauernfensters, wobei bei letzterer eher der unterostalpine Charakter vorherrscht. Die in analoger tektonischer Position im Norden der mittleren bis östlichen Tauern auftretende Klammkalkzone wird heute hingegen im allgemeinen zum Penninikum gerechnet.

Abgesehen vom Bereich der Tarntaler Berge und der Radstädter Tauern, wo die penninischen Serien mäßig bis flach nordfallend unter das Unterostalpin abtauchen, herrscht entlang des nördlichen Fensterrandes im allgemeinen steiles Nord-, entlang des Südrandes steiles Südfallen, mitunter sogar überkippte Lagerung. Auch dies ist höchstwahrscheinlich die Folge sekundärer Einengung und Aufwölbung des Fensterbereiches.

3.7.3.5.3. Der Unterostalpine Rahmen

Im klassischen Gebiet der Radstädter Tauern sind eine Reihe von Decken und Schuppen auskartiert: die zu den unteren Radstädter Decken zählende Speiereckdecke, Malutzschuppe und Hochfeinddecke mit der brekzienreichen Jurafazies; die zur höheren Deckengruppe zählende Lantschfelddecke, Hofalm- und Rauhwackenschuppe, Pleißling-, Kesselspitz- und Quarzphyllitdecke. In der Hauptsache sind es aufrechte Schichtfolgen mit lokalen Inversionen. Liegende Falten mit nach Norden weisenden Antiklinalen und im Süden geschlossenen Mulden weisen auf nordvergenten Deckentransport hin. Lediglich die oberste Decke, die Quarzphyllitdecke, liegt generell invers, mit dem altpaläozoischen Phyllit als tektonisch höchstes.

Neben ausgeprägten E-W-Lineationen finden sich, wohl als Ergebnis sekundärer seitlicher Einengung, untergeordnet N-S gerichtete Querachsen.

Gegen Südosten läuft der unterostalpine Dekkenstapel keilförmig zusammen. Im weiteren Verlauf stellt der stark verdünnte, entlang der Katschberglinie nach Süden bis hinab ins Drautal ziehende Streifen von Quarzphyllit und Mesozoikumslinsen den unter der Last des ostalpinen Kristallins ausgewalzten Stiel der Radstädter Gebilde dar. Er belegt einmal mehr, daß das Herkunftsland des Unterostalpins und natürlich auch des gesamten Ostalpins südlich des Penninikums, südlich der Tauern gelegen ist.

Gegen Westen streicht das Radstädter Unterostalpin ins Längstal der Salzach hinein und keilt hier über weite Strecken zum Teil völlig aus oder ist unter den breiten Alluvionen des Salzachtales verborgen. Eine junge Bruchstruktur, die Salzachtalstörung, hat das ihrige dazu beige-

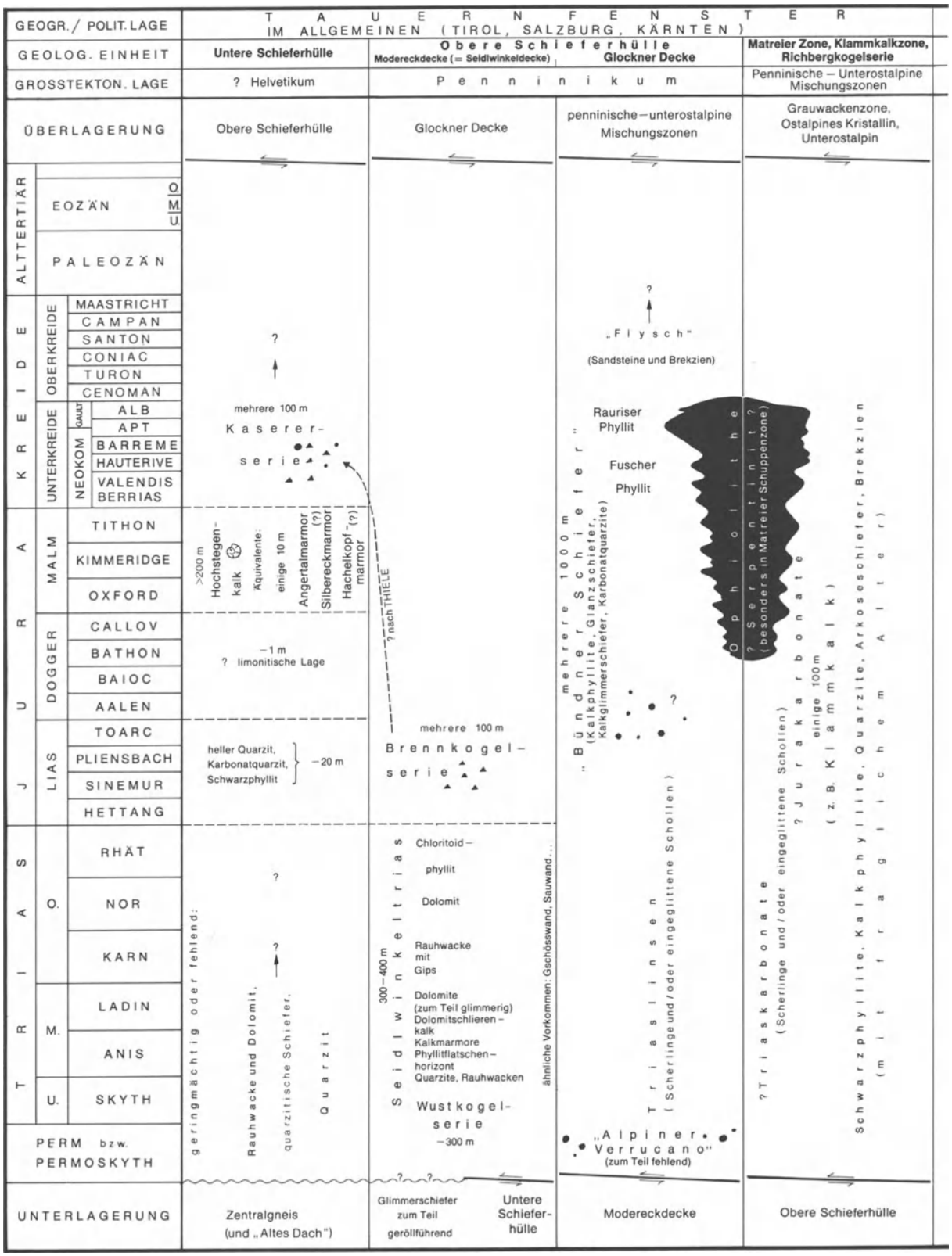
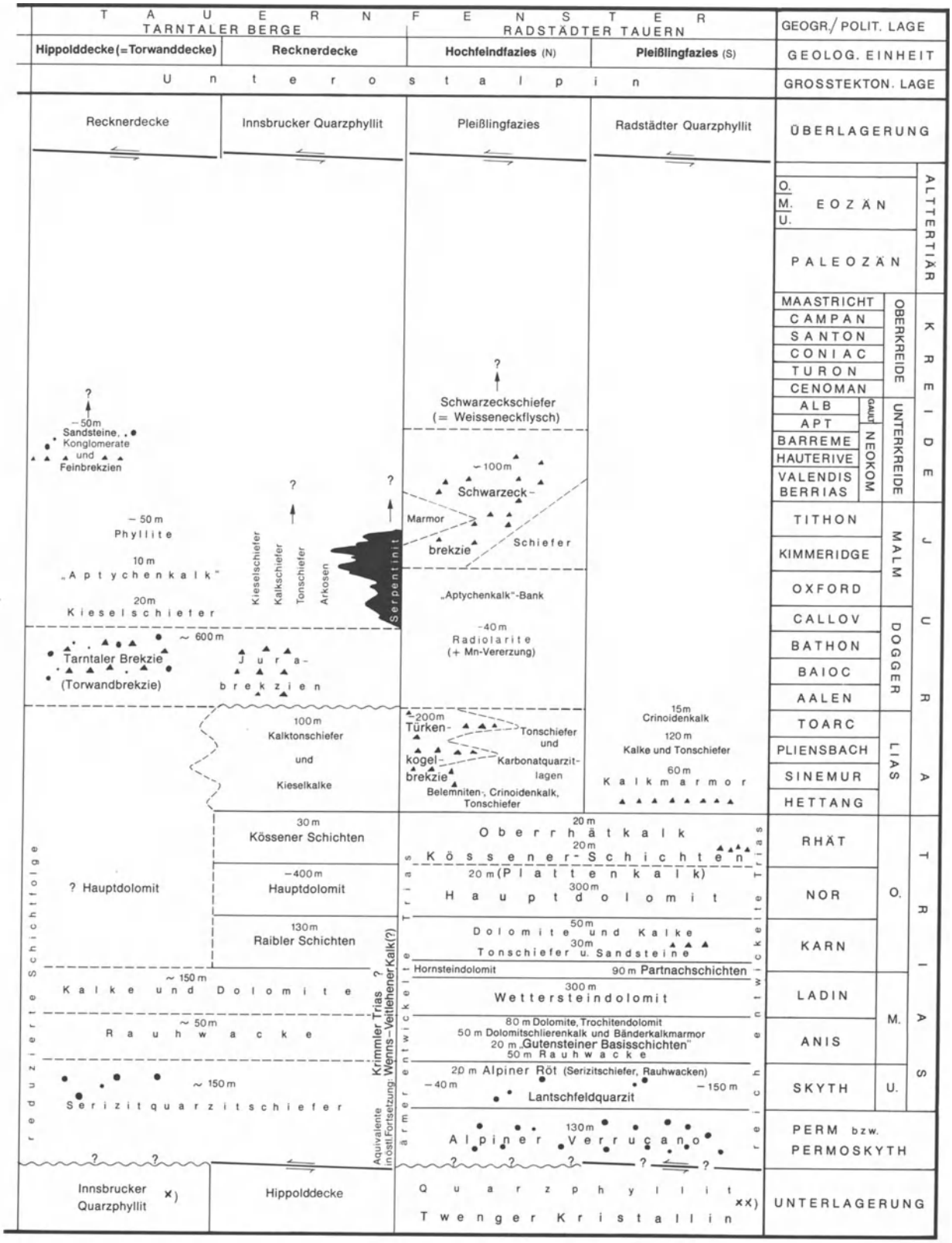


Abb. 81. Permomesozoikum in den zentralen Ostalpen: ? Helvetikum, Penninikum und Unterostalpin, mittlerer Teil: Tauernfenster (zusammengestellt von WOLFGANG SCHNABEL)



*) **) Zur Zuordnung von Anteilen der Quarzphyllite im Unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters mittels Conodonten in eingeschalteten Eisendolomiten ins Silur vgl. S. 14 und S. 306.

tragen. Kleinere, oft nur metermächtige, in der Störung eingeklemmte Trias- oder Juraspäne des Unterostalpins markieren noch bei Lend-Taxenbach den Fensterrand. Als nächstes unterostalpines Mesozoikum können im oberen Pinzgau der Wenns-Veitlehner Kalk, die Vorkommen vom Walder Wieser Wald und der Komplex der Krimmler Trias angesehen werden. Von da ab stellt die Richbergkogelserie im Nordgehänge des Gerlostales die Verbindung zum Unterostalpin des Penkens und weiter zu dem der Tarntaler Berge dar.

Das Tarntaler Mesozoikum (Bereich der Wattener Lizum) ist wieder in zwei Faziesbereiche und mehrere Decken gliederbar. Die tiefere Decke (Hippold- oder Torwanddecke) mit brekzienreichem Jura und flyschoiden Serien entspricht den unteren Radstädter Decken. Die mittlere, in sich weiter gliederbare Recknerdecke mit mächtigeren Triasfolgen hat etwa die tektonische Position der Pleißlingdecke. Anderseits aber erinnern die in den Jungschichten steckenden Serpentinite an die südpenninische Entwicklung des Engadiner Fensters und der Ost-Westalpengrenze. Die höchste Decke (Mölser Dekke) ist wie in den Radstädter Tauern invers und umfaßt mächtigen Innsbrucker Quarzphyllit im Hangenden und verkehrt liegendes, mit ihm noch durch Transgressionsbildungen verbundenes, tektonisch reduziertes Permomesozoikum. Im tiefeingeschnittenen Mölstal kommt das inverse Mesozoikum unterhalb des Quarzphyllites noch einmal fensterartig zu Tage.

Eine analoge Position zum Tarntaler Mesozoikum hat das noch einer modernen Bearbeitung harrende Vorkommen vom Mieslkopf. Des weiteren wird der Fensterrand von kleineren Linsen von Serpentinit (Matreier Schloßberg, Brenner) sowie schmächtigen Zügen unterostalpinen Quarzites und karbonatischer Trias, die sich entlang der Brennerlinie im Liegenden des Ötztaler Kristallins finden lassen, markiert. Die Vorkommen von Sterzing leiten bereits zur Matreier Zone über, die den Südrand des Tauernfensters begleitet (der namensgebende Ort ist Matrei in Osttirol); sie ist durch besonders starke tektonische Zerlegung und Verschuppung gekennzeichnet. Darum ist die Trennung unterostalpiner und penninischer Elemente mit großen Schwierigkeiten verbunden (vgl. S. 304). Dies wird verständlich, wenn man die Lage an der Überschiebung des mächtigen, mittelostalpinen Kristallins in Betracht zieht.

3.7.3.5.4. Bemerkungen zur voralpidischen Tektonik

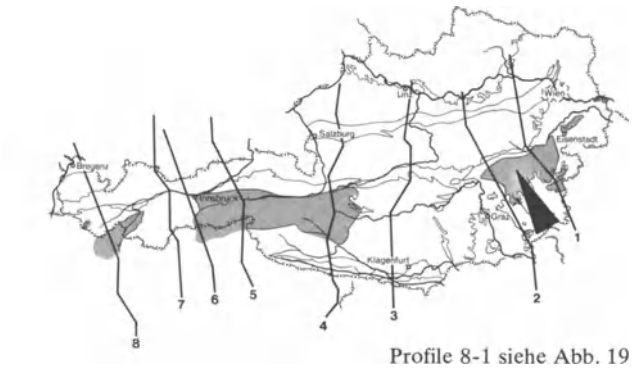
Im zentralen („helvetischen") Teil des Tauernfensters transgrediert Mesozoikum über voralpidisches Kristallin, in welchem jungpaläozoische Plutonite stecken. An einigen Stellen, und zwar im Grier-, Langewand- und Elskar (Tuxer Tal), an der Koglerrinne (südlich Gerlos), am Hachelkopf (Oberpinzgau) sowie in der Silbereckmulde (Hafnergruppe) sind unterhalb der Hochstegenkalkserie bzw. ihrer Äquivalente noch Winkeldiskordanzen erhalten. Damit ist sichergestellt, daß zumindest dieser Teil des Fensters im Einflußbereich des variszischen Orogens gelegen war. Auch auf die Gemeinsamkeiten der magmatischen Entwicklung dieser Plutonite und jener im Moldanubikum der südlichen Böhmischen Masse wurde bereits hingewiesen. Davon abgesehen lassen sich aber im allgemeinen infolge der Intensität der alpidischen Tektonik variszische Strukturrelikte im Tauernfenster kaum mit Sicherheit von den alpidischen Strukturen trennen.

Literatur: ANGENHEISTER G. et al. 1975; BAGGIO P. et al. 1969; BESANG C. et al. 1968; BÖGL H. (Hrsg.) 1977; BÖGEL H. & SCHMIDT K. 1976; BRAUMÜLLER E. 1939; BRAUMÜLLER E. & PREY S. 1943; CHRISTA E. 1931; CLAR E. 1940, 1953; CLIFF R. A. 1968; CORNELIUS H. P. & CLAR E. 1939; DAL PIAZ G. 1934; DEL NEGRO W. 1970; ENZENBERG M. 1966; ENZENBERG-PRAEHAUSER M. 1976; EXNER CH. 1944, 1954, 1963, 1971a, b, 1974; FRASL G. 1953, 1958; FRASL G. et al. 1964, 1966; FRISCH W. 1968, 1974, 1975a, b, 1977; FUCHS G. 1962c; GWINNER M. P. 1978; HÖCK V. 1974a; HÖLL R. & MAUCHER A. 1968; JÄGER E. et al. 1969; KARL F. 1959; KLEBELSBERG R. v. 1940; KOBER L. 1938, 1955; KRISTAN-TOLLMANN E. 1962b; LAMBERT R. ST. J. 1964, 1970; LAMMERER R. et al. 1976; LANGHEINRICH G. et al. 1970; MEDWENITSCH W. et al. 1964; MILLER CH. 1977; MORTEANI G. 1974; MOSTLER H. 1964, 1973a; OBERHAUSER R. 1964a, 1968; OXBURGH E. R. 1968, 1972; OXBURGH E. R. et al. 1966; OXBURGH E. R. & TURCOTTE D. L. 1974; PREY S. 1977b; ROSSNER R. 1974, 1976; SANDER B. 1920, 1929; SATIR M. 1976; SCHMIDEGG O. 1951b, 1961; SCHÖNLAUB H. P. 1975a; SCHÖNLAUB H. P. et al. 1975, 1976; STARK M. 1939; STAUB R. 1924; THIELE O. 1974a, 1976a; TOLLMANN A. 1956, 1958a, b, 1961, 1962, 1963a, 1964b, 1965c, 1975d, 1977b.

3.7.4. Das Semmering- und Wechselsystem

Von ALFRED PAHR

Mit den Abbildungen 82 und 83



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.7.4.1. Das Semmeringsystem

3.7.4.1.1. Übersicht

Von der Mürzlinie, dem Semmering und dem südlichen Wiener Becken im Norden begrenzt, bilden die Fischbacher Alpen (Stuhleck, 1782 m) und die Wechsel-Gruppe (Hochwechsel, 1743 m) ein stark bewaldetes Bergland, das nur wenig über die Waldgrenze aufragt, mit sanften Formen und Höhendifferenzen bis rund 800 m. Felsiges Kalkgestein verleiht dem Semmeringgebiet seinen romantischen Landschaftscharakter (Sonnwendstein, 1523 m), dessen Hintergrund im Norden überdies die hellen Felsabstürze der Kalkalpen bilden. Vorweg wird die Geologie des Semmeringsystems diskutiert und im nachfolgenden Kapitel 3.7.4.2. jene des Wechselsystems.

Östlich der Linie Gloggnitz – Mönichkirchen – Friedberg schließt im Osten an den Wechsel die Bucklige Welt und das Rosaliengebirge an, mit nördlichen und östlichen Ausläufern bis Sauerbrunn und Ödenburg reichend. Nach Südosten hin erstreckt sich das Bernsteiner Bergland und das Günser Gebirge über Rechnitz bis nach Ungarn hinein. Dieses teils bewaldete, teils auch stark besiedelte Hügelland mit Höhen bis knapp 900 m (Stickelberg, 881 m; Hutwisch, 896 m; Geschriebenstein, 884 m; Rosalienkapelle, 748 m) ist deutlich von den höheren Bergen im Westen abgesetzt. Von seinen Höhen kann man den Neusiedler See und die westliche Ungarische Tiefebene überschauen sowie die zu den Karpaten überleitenden Gebirgsrücken: Leithagebirge (Sonnenberg, 484 m) und Ruster Höhenzug, schließlich auch die Hainburger Berge und die Kleinen Karpaten, die sich inselartig aus den tertiären Flachländern am Südostrand des Wiener Beckens erheben. Im Südosten kommen tektonisch tiefere Elemente mit großen Ophiolithkomplexen zutage und werden nachfolgend im Kapitel 3.7.5. beschrieben; Kapitel 3.7.6. diskutiert dann die geologischen Anschlüsse zu den Karpaten hin.

An der Linie Gloggnitz - Kindberg - Anger - Stanz tauchen unter den Biotitgneisen, Granatglimmerschiefern und Marmoren des mittelostalpinen Fensterrahmens die Granitgneise und Glimmerschiefer des unterostalpinen Semmeringsystems auf. Sie setzen das Bergland an der Mürz und dessen Ausläufer in das oststeirische Hügelland (Rabenwald, Masenberg) zusammen. Die Erkenntnis von einem unterostalpinen Fenster nahm ihren Ausgang vom Semmeringgebiet. Seit V. UHLIG (1909) die stratigraphische Parallele Semmering – Radstädter Tauern gezogen hatte und H. MOHR (1910, 1912) dazu die tektonische Ergänzung geben konnte, nahm die Idee eines unterostalpinen Semmeringfensters allmählich Gestalt an. Als solches wurde es von L. KOBER in seine Synthesen des Alpenbaues aufgenommen, während R. SCHWINNER (1951) noch einen Vergleich mit der Thayakuppel im Moravikum der Böhmischen Masse erwog.

Das Fischbacher Fenster von F. HERITSCH (1928), in dem seiner Meinung nach das Permomesozoikum der Wechseleinheit auftaucht, brachte wesentliche neue Erkenntnisse, die durch die beispielhafte Kartierung des Blattes Mürzzuschlag und vorsichtige tektonische Deutung von H. P. CORNELIUS (1951) einen vorläufigen Abschluß fanden. Eine befriedigende Lösung der komplizierten Semmering-Tektonik gelang jedoch erst A. TOLLMANN (1964). Mit dem Gesteinsbestand befaßten sich H. MOHR, R. SCHWINNER, F. HERITSCH, K. METZ, H. P. CORNELIUS und in neuerer Zeit vor allem H. WIESENEDER.

3.7.4.1.2. Gesteinsbestand

Grobgneis und Hüllschiefer bilden einen Intrusionsverband. Auffallend ist das Fehlen von scharfen Grenzen zwischen Hüllschiefern und

den granitischen Körpern; Pegmatite und Aplite treten selten auf. Die granitischen Gesteine zeigen alle Variationen vom geschieferten Augengneis bis zum Metagranit in den zentralen Teilen der Grobgneiskörper.

Die Hüllschiefer sind meist quarzreiche, manchmal auch phyllitische Glimmerschiefer, oft mit Granat, mit vereinzelten Amphibolitlagen. Daneben kommen auch – vor allem im Raum Birkfeld – Disthenquarzite, Arkosegneise sowie ein Komplex von eisen- und aluminiumreichen Metasedimenten vor, der eine ältere, höhere Metamorphose erlitten hat (mit Bildung von Sillimanit und Staurolith) und zum Teil auch migmatisiert wurde (H. WIESENEDER, 1971). Diese Gesteine wurden teilweise schon von R. SCHWINNER abgetrennt und als „Strallegger Gneis" bzw. „Tommerschiefer" bezeichnet.

Die Platznahme des (heutigen) Grobgneises erfolgte im Zuge der variszischen Gebirgsbildung: Radiometrische Datierung (Rb/Sr) durch S. SCHARBERT ergab ein Gesamtgesteinsalter von 340 ± 10 Mio. J.

Südlich von Birkfeld vorkommende Biotit-Hornblende-Metagabbros, die an einzelnen Stellen Korund, Spinell und Chloritoid führen, werden mit der Intrusion des Granits in Zusammenhang gebracht.

Die alpidische Gebirgsbildung, die in diesem Raum im wesentlichen unter Bedingungen der Grünschieferfazies vor sich ging, führte zu Diaphthorese in der Schieferhülle mit Chloritisierung des Granats und Umbildung des Staurolith zu Serizit- bzw. Chloritoidaggregaten. Das (alt)alpidische Alter dieses Vorganges wurde durch K/Ar-Datierung an Glimmern des Grobgneises erwiesen (H. WIESENEDER & S. SCHARBERT, 1977).

Einer jüngeren Phase dürfte die Entstehung der zahlreichen Leukophyllitlagen im Grobgneis zu verdanken sein; nach M. VENDEL (1929) handelt es sich um metasomatische Serizitisierung des Kalifeldspates unter Magnesiumzufuhr. Magnesium-Metasomatose in stärkerem Ausmaß führte zur Bildung der bekannten Talklagerstätten am Rabenwald. Auf die variszisch geprägte Grobgneisserie transgredierte Permotrias in zentralalpiner Fazies, die zusammen mit ihrer kristallinen Unterlage im Laufe der alpidischen Orogenese von epizonaler Regionalmetamorphose betroffen wurde. Auf einer basalen Folge von Arkoseschiefern, Metakonglomeraten, Porphyroid und Serizitschiefern („Alpiner Verrucano"), die dem Perm zugerechnet wird, liegen Meta-Quarzkonglomerate, Meta-Arkosen und zu oberst feinkörnige Meta-Quarzite mit rosa Quarzgeröllen *(Semmeringquarzit)*. Über diesem permoskythischen Komplex folgt manchmal noch ein schmales Band von grauen Tonschiefern mit (seltenen) dünnbankigen Rauhwackenlagen (oberstes Skyth = Röt; A. TOLLMANN, 1958).

Die karbonatische Trias umfaßt Kalke und Dolomite des Anis und Ladin, im Karn erscheinen schwarze Tonschiefer mit Gips- und Anhydritlagen. Bunte, rotviolette, graue und grüne Serizitschiefer, von H. P. CORNELIUS (1952) in Analogie zu den entsprechenden Gesteinen der Karpaten als *„Bunter Keuper"* bezeichnet, vertreten das Nor; die triadische Schichtfolge schließt mit Rhätkalken ab.

3.7.4.1.3. Lagerungsverhältnisse

Die zentralalpine Permotrias belegt, als postvariszische Ablagerung an Überschiebungsbahnen eingeklemmt, alpidischen Deckenbau, wobei die Kalke und Dolomite sowie Rauhwacken tektonisch bald angeschoppt, bald reduziert sind.

So läßt sich nördlich der Mürz die höhere Mürzdecke von der tieferen, stark zerschlissenen Pretuldecke südlich der Mürzfurche abtrennen. Die Mürzdecke wiederum wird vom mittelostalpinen Troiseck-Floning-Zug (Fortsetzung des Mittelostalpins von Anger), ebenfalls durch eingeklemmtes Permomesozoikum getrennt, überlagert. Das Mittelostalpin des Troiseck-Floning-Zuges wird mit dem lange Zeit umstrittenen, jetzt von A. TOLLMANN als triadisch erkannten Thörler Kalk in der Fuge, von der oberostalpinen Grauwackenzone überschoben (Untere und Obere Grauwackendecke) und darauf liegen dann, als höchstes Oberostalpin, die Nördlichen Kalkalpen, selbst wieder aus mehreren Decken aufgebaut.

Die hier im Bereich des oberen Mürztales im Gebirgsbau noch breit entwickelten Zonen werden gegen den Semmeringpaß zu immer mehr ausgedünnt, zu schmalen Zügen gepreßt, sodaß im Bereich der Paßhöhe die Nördlichen Kalkalpen mit ihrer mächtig entwickelten karbonatischen Trias in den Südabstürzen des Raxplateaus unmittelbar auf die gleichaltrigen, jedoch einst in weit entfernten, völlig anders gearteten Faziesräumen abgelagerten Semmeringkalke und -dolomite herabschauen.

Vom Unterostalpin der Mürz- und Pretuldecke ist nur mehr deren permomesozoische Haut vorhanden, grotesk verfaltet und in einzelne Schuppen zerlegt. Es sind dies von unten nach oben: Göstritzsynklinale, Bau-Schuppe, Grasbergschuppe, Probstmulde und Adlitzschuppe. Von der mittelostalpinen Einheit ist nur mehr Permoskyth in der „Tattermannschuppe" vorhanden (A. TOLLMANN, 1964).

Unmittelbar östlich der Paßhöhe beginnt sich der Niedergang des Gebirges abzuzeichnen: Die

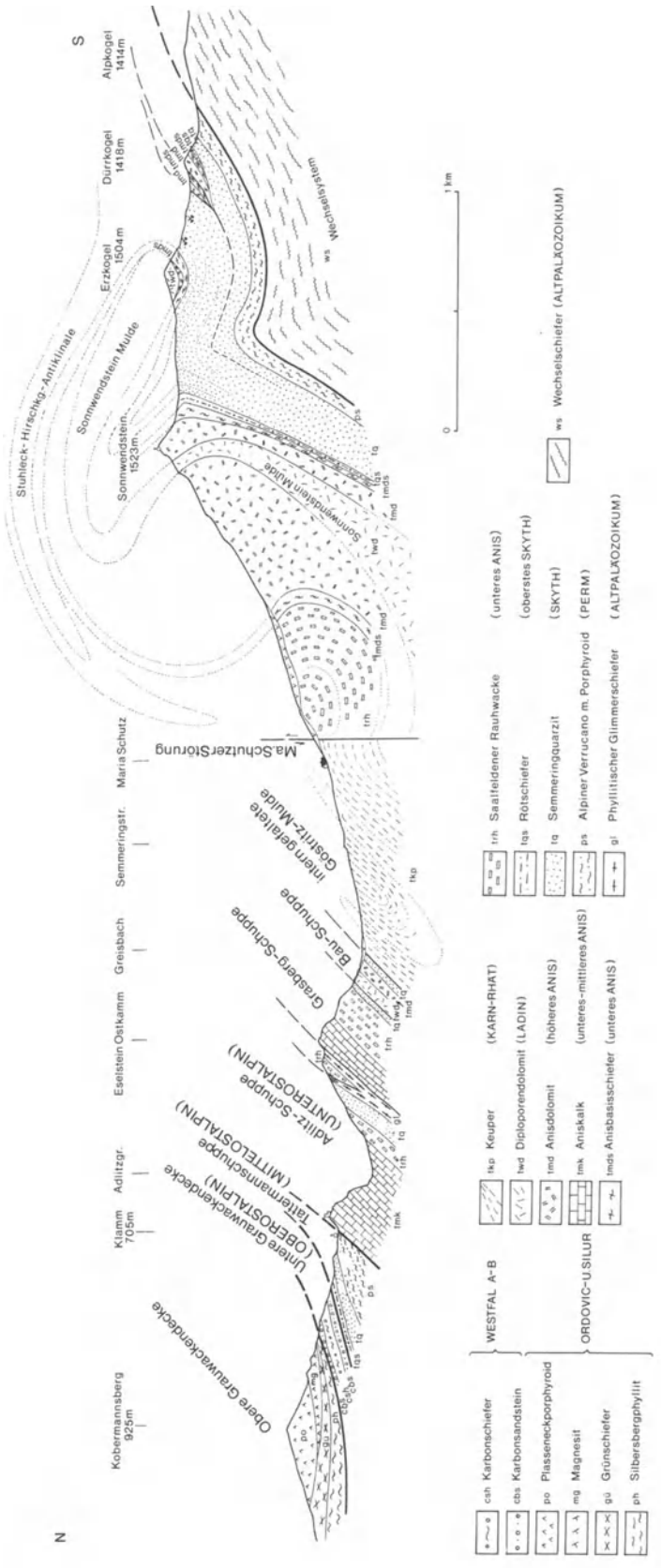


Abb. 82. Profil durch das Semmeringsystem (nach A. TOLLMANN, 1968)

Grauwackenzone und der letzte Rest des Mittelostalpins („Tattermannschuppe") versinken endgültig unter das Tertiär des Wiener Beckens. Auch von den Kalkalpen ragen nur mehr die Zinnen des einstigen stolzen Baues entlang der Thermenlinie heraus.

Die Zentralzone aber setzt sich vom Pfaffensattel an mit einem neuen, tieferen Bauelement fort: dem Wasser und Wetter scheidenden Wechselstock, der dort mit breiten, kahlen Rükken unter dem zentralalpinen Mesozoikum auftaucht.

3.7.4.2. Das Wechselsystem

3.7.4.2.1. Übersicht

Schon gegen Ende des 19. Jh. erkannte man die Sonderstellung des Wechselgebietes auf Grund der petrographischen Eigentümlichkeit seiner Gesteine. Nach A. Böhm (1883) befaßte sich St. Richarz (1911) mit dem „Wechselgneis", der durch eine umfassende Albitblastese gekennzeichnet ist. Entscheidende Erkenntnisse verdanken wir H. Mohr (1910, 1912, 1913, 1919), der neben grundlegenden gesteinskundlichen Arbeiten auch eine in ihren Grundzügen noch heute gültige tektonische Gliederung des Wechsels und seiner nächsten Umgebung zustande brachte. H. Mohr erkannte, daß der Wechsel eine „Carapace-Region" darstellt, eine kuppelförmige Aufwölbung des Untergrundes, von der die höheren Decken der „Kernserie" (= Grobgneisserie) nach Westen, Norden und Süden abfallen. In der Folge zeigte sich Unsicherheit in der großtektonischen Zuordnung: In L. Kobers Synthesen ist der Wechsel 1912 eine „unterostalpine Einheit", ein von „lepontinischen Tauchdecken" des Semmerings überfahrenes, eingewickeltes Unterostalpin, 1925 wird der Wechsel als hochtatrisch-autochthon aufgefaßt, 1938 als vermutliches Penninikum gekennzeichnet.

In A. Tollmanns Synthesen 1959 und 1963 wird der Wechsel als penninisch betrachtet, in neuester Zeit (1976) zusammen mit P. Faupl als Unterostalpin.

In der letzten Zeit wurden durch eine Anzahl von Dissertationen und Studien neue Ergebnisse aus dem Nordwesten (P. Faupl, 1970), Westen (W. Vetters, 1970), Südwesten (G. Huska, 1968), Südosten (H. Halbmayer, 1970) und Nordosten (P. Lemberger, 1970) des Wechselgebietes gemeldet. Mit petrographischen Problemen der Wechselserie befaßten sich in neuerer Zeit besondsers P. Faupl und H. Wieseneder.

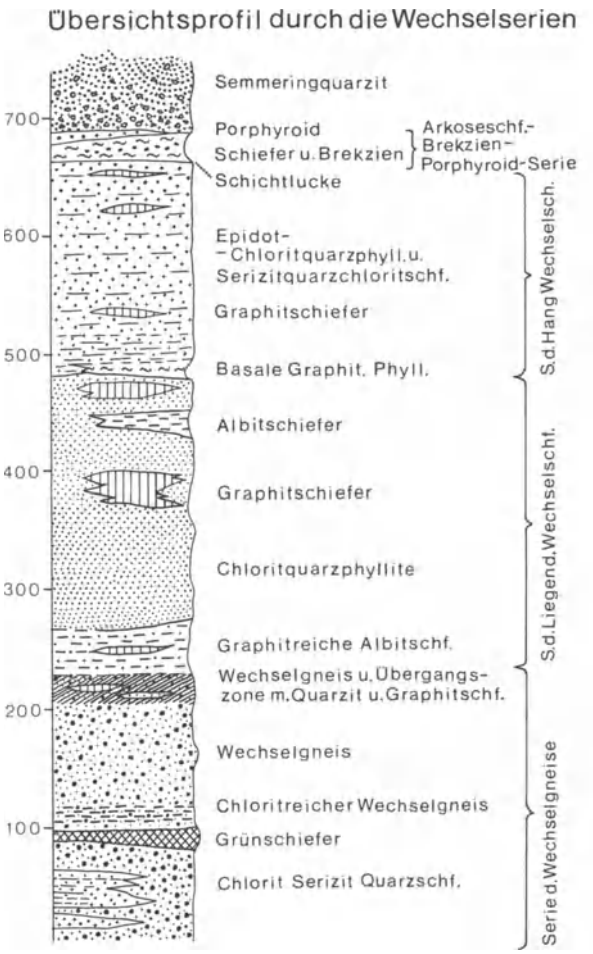


Abb. 83. Die neue Gliederung der Gesteine des Wechsels (nach P. Faupl, 1970)

3.7.4.2.2. Gesteinsbestand

Die wichtigsten neueren Erkenntnisse vom Aufbau des Wechselgebietes verdanken wir P. Faupl (1970). Er konnte die Mohrsche Gliederung („Wechselschiefer" und „Wechselgneis") wesentlich verfeinern und wichtige genetische Fragen klären. Unter dem Mesozoikum, das wie im benachbarten Semmeringsystem aus *karbonatischer Trias* (Kalk, Dolomit, Rauhwacken) und *Semmeringquarzit* (Metaquarzite, Metaarkosen, Metaquarzkonglomerate) besteht, liegt sodann die „Arkoseschiefer-Brekzien-Porphyroid-Serie" („ABP"-Serie), die völlig dem „Alpinen Verrucano" A. Tollmanns entspricht. P. Faupl rechnet die basalen Lagen des Semmeringquarzits aus faziellen Gründen noch zu seiner ABP-Serie und dehnt damit den Bereich des „Alpinen Verrucano" noch auf die tieferen Partien des Semmeringquarzites aus. Typisches Mineral der

ABP-Serie ist der Phengit, charakteristisches Produkt niedrigtemperierter Metamorphose bei hohem Druck. Die ABP-Serie liegt transgressiv auf den „Hangenden Wechselschiefern", phyllitischen Gesteinen, für die millimeterdünne Lagen von Epidot-Chlorit-Albit-Serizit und Quarz abwechselnd mit sehr quarzreichen Lagen charakteristisch sind. Die Paragenese Epidot-Chlorit-Albit weist auf Metamorphose feiner basischer Vulkanaschen, in Sedimente eingestreut, im Bereich der schwächst temperierten Epizone hin. Darunter folgen, z. T. durch Übergänge verbunden, die „Liegenden Wechselschiefer". Sie sind charakterisiert durch das gehäufte Auftreten von graphitischem Pigment und leichte Zunahme der Metamorphose: daher ein allmähliches Verschwinden reliktischer sedimentärer Strukturen, beginnende Albitsprossung in den basalen Anteilen, durch Muskowitbildung Übergang von Phyllit zu Glimmerschiefern.

Die „Liegenden Wechselschiefer" gehen nach unten in die Wechselgneise über, Hauptgemengteile dieser Gesteinsserie sind Albit, Quarz, Muskowit, Chlorit; je nach Mengenverhältnis entstanden Albitchloritphyllite, Albitchloritquarzphyllite und Serizitchloritalbitgneise. Eingelagert finden sich auch Grünschiefer. Charakteristisch sind hoher Chloritgehalt und „Durchtränkung" mit Albitporphyroblasten.

Zusammenfassend stellt P. FAUPL fest, daß im untersuchten Bereich (Nordwestecke des Wechselfensters) die Gesteine eine Metamorphose im Stabilitätsbereich der Grünschieferzone besitzen, wobei jedoch, zum Unterschied von der Grobgneisserie, keine Anhaltspunkte für regressive Metamorphose bestehen.

3.7.4.2.3. Lagerungsverhältnisse

Die präzisen Beschreibungen der Lagerungsverhältnisse am Rande der Wechselkuppel gegen die unterostalpine Grobgneisserie durch H. MOHR sind von späteren Bearbeitern immer wieder bestätigt worden. Eingeklemmtes zentralalpines Mesozoikum, teils liegende Falten mit aufrechtem Liegend- und inversem Hangendschenkel (Möllbachl bei St. Corona), teils nur mehr tektonisch reduzierte Keile (Süd Kirchberg a. W.), trennen die Wechselgneise bzw. Wechselschiefer vom darüber geschobenen Grobgneis bzw. Glimmerschiefer. Im Nordwesten (im Ottergebiet) läßt sich eindeutig das Untertauchen der Wechselgesteine und des zugehörigen Permomesozoikums unter die Gesteine des Semmeringsystems beobachten; gegen das Stuhleckkristallin (Pretul-Decke) ist die Grenzfläche steilgestellt, zwischen Göstritz- und Fröschnitz-Tal ist die Deckengrenze von jüngerer Bruchtektonik erfaßt worden. Weiter südlich komplizieren sich die Verhältnisse: Östlich des Prinzenkogels (südöstlich Rettenegg) streicht nach W. VETTERS (1970) ein Zug von Gesteinen der hangenden Pretuldecke (diaphthoritische Glimmerschiefer und Amphibolite, Grobgneis) anscheinend in das Wechselfenster hinein. Erst weiter innen im Wechselfenster (im Breitenwald) taucht darunter, ohne mesozoische Zwischenlage, Wechselgneis auf. Das Permomesozoikum transgrediert sowohl auf Wechselkristallin als auch auf Unterostalpin der Pretuldecke! Auf Grund dieser Befunde und regional-tektonischer Erwägungen kommt W. VETTERS zu dem Schluß, „daß das Wechselkristallin vermutlich ein tieferes Stockwerk des Unterostalpins sein könnte".

Mit dem Problem der Südgrenze der Wechseleinheit befaßt sich P. FAUPL, 1972; er sieht sie in dem mächtigen Phyllonithorizont im Gebiet des Sauhaltgrabens und der Brandleiten östlich Vorau. Das nördlich dieser Linie gelegene und damit tektonisch der Wechseleinheit angehörige „Kristallin von Waldbach" wird, zusammen mit dem übrigen (tieferen) Wechselkristallin (Wechselgneis, Grünschiefer), als ein alter Kristallinkörper aufgefaßt, der im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung diaphthoritisiert wurde. Im nördlichen Bereich dieser Einheit (heute Wechselgneis, Grünschiefer) sind keine Relikte der früheren (mesozonalen) Metamorphose mehr erhalten. In diesem Bereich haben außerdem regressive Metamorphose im Sockel und progressive Umwandlung in den (nach P. FAUPL altpaläozoischen) Wechselschiefern den präalpidisch vorhandenen Hiatus in der Metamorphose verwischt.

Von der Linie Breitenwald – Festenburg – Tauchen gegen Süden treten immer mehr Relikte einer älteren, höheren Metamorphose (Amphibolitfazies) auf. Ebenso sind Unterschiede im Primärmaterial vorhanden, daher die Abtrennung innerhalb des Wechselfensters als eigene Kristallinserie von Waldbach.

Trotz ähnlichen Primärbestandes wie in der Grobgneisserie und einer auch darin allgegenwärtigen Diaphthorese ist nach P. FAUPL eine Grenzziehung auch im Süden zwischen Wechseleinheit (repräsentiert durch das Kristallin von Waldbach") und der Grobgneisserie auf Grund von Unterschieden in der Diaphthorese möglich.

Am Ostrand des Wechselfensters wird die Grenzziehung durch die mächtige Störung Aspang - Friedberg erschwert. H. MOHR konnte zwar hier im Zuge des Tunnelbaues der Aspangbahn die Überfahrung der Wechselgesteine durch Grobgneis nachweisen, es fehlt jedoch auch hier ein trennendes Band von Permomesozoikum. Im Bereich von Aspang (Gerichtsberg) scheint infolge der Wechsel-Ostrandstörung so-

gar der Grobgneis den Wechselgneis zu unterteufen, worauf besonders R. SCHWINNER hingewiesen hat. H. HALBMAYER (1970) fand, ebenso wie H. MOHR (1912), am Gerichtsberg eine Deckscholle von Granitgneis (Grobgneisserie) auf Wechselgneis; an anderen Stellen ergibt sich infolge der Störung ein dachförmiges Aneinanderstoßen von Wechselgneis und Grobgneisserie. Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß im Wechselfenster eine tiefere Einheit als das Semmeringsystem auftaucht, was an vielen Stellen direkt nachweisbar ist. An anderen Stellen des Rahmens, besonders im Süden, kann diese Abgrenzung und das gegenseitige Lagerungsverhältnis nur indirekt erschlossen werden.

3.7.4.2.4. Die tektonische Position des Wechselsystems

Vom Bereich des „klassischen" Wechselfensters im Sinne von H. MOHR ausgehend, konnte man feststellen, daß ihm eine Position unter dem unterostalpinen Semmeringsystem zukam. Eine Klärung der tektonischen Position gegen die tieferen Anteile des Alpenbaues war nicht möglich, daher auch die Unsicherheit in den Synthesen L. KOBERs. Diese Frage konnte erst einer Lösung näher kommen, als man erkannte, daß Wechselgesteine auch außerhalb des eigentlichen Wechselfensters vorhanden sind und in tektonischen Kontakt mit Gesteinen der penninischen Rechnitzer Schieferserie kommen. An vielen Stellen im Bereich um Hochneukirchen und Bernstein läßt sich die Überlagerung der Rechnitzer Schiefer durch die Gesteine des Wechsels erkennen. Diese Tatsache läßt für die Wechseleinheit eine Position entweder als (tektonisch) höheres Penninikum oder als tiefstes Unterostalpin annehmen. Für Penninikum spricht die Fazies der Wechselschiefer (Anklänge an die Habachserie!), für Unterostalpin die Fazies des Permomesozoikums, das den entsprechenden Gesteinen der umgebenden unterostalpinen Einheiten sehr ähnlich ist. Dabei wird vorausgesetzt, daß das deckentrennende Permomesozoikum der Wechselserie transgressiv auflagert und nicht tektonisch dorthin verfrachtet wurde.

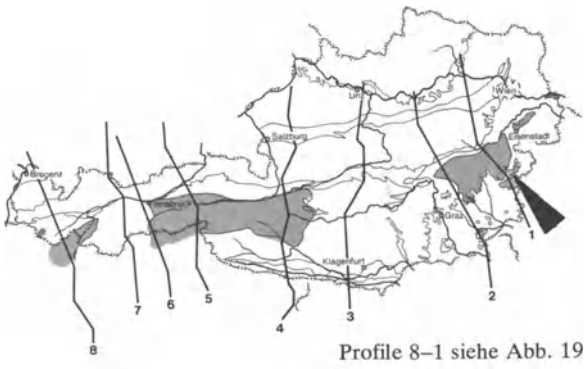
Eine unterostalpine Position, wie sie neuerdings von A. TOLLMANN und P. FAUPL vertreten wird, würde die Verhältnisse an der Südseite des Wechselfensters, wo eine mineralfazielle Angleichung an die Grobgneisserie stattfindet, leichter verständlich erscheinen lassen.

Literatur: BÖHM A. 1883; CORNELIUS H. P. 1952a; FAUPL P. 1970, 1972a; HALBMAYER H. 1970; HERITSCH F. 1928b; HUSKA G. 1968; KOBER L. 1912a, c, 1925, 1938; LEMBERGER P. 1970; MOHR H. 1910, 1912, 1913, 1919; RICHARZ ST. 1911; SCHWINNER R. 1951; TOLLMANN A. 1958b, 1959, 1963a, 1964a, e, 1976b; UHLIG V. 1909; VENDEL E. M. 1929; VETTERS W. 1970; WIESENEDER H. 1971; WIESENEDER H. & SCHARBERT S. 1977.

3.7.5. Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern

Von ALFRED PAHR

Mit den Abbildungen 84 bis 86



Profile 8–1 siehe Abb. 19

3.7.5.1. Übersicht

Das Bergland von Bernstein kann orographisch als Südostausläufer des Wechselstockes betrachtet werden. Es setzt sich jenseits der Tertiärsenke von Holzschlag mit dem Höhenrücken Hirschenstein – Geschriebenstein fort, der sich bis nach Güns (Köszeg) in Ungarn erstreckt, und ist zum größten Teil aus epizonal metamorphen kristallinen Schiefern aufgebaut. Infolge der Grenzlage dieses Raumes haben sich sowohl ungarische als auch österreichische Geologen um die Erforschung verdient gemacht. Schon den ersten Bearbeitern (J. CŽJŽEK, F. STOLICZKA) fiel die Ähnlichkeit mit der „Schieferhülle der Alpen" bzw. den Gesteinen der Radstädter Tauern

auf. K. HOFFMANN führte 1877 die erste systematische Aufnahme durch, wobei ihm die Auffindung von Devonfossilien im Bereich Hannersdorf – Kohfidisch gelang. L. JUGOVICS befaßte sich mit petrographischen Fragen; er erwähnt als erster das „Konglomerat von Cák" (südwestlich Güns). Mit der tektonischen Stellung der Rechnitzer Schiefer ist H. MOHR in seiner Deutung des Alpen-Nordostsporns konfrontiert, für ihn ist diese Serie ein Äquivalent des Grazer Paläozoikums und damit Oberostalpin, er findet auch Gemeinsamkeiten mit der nördlichen Grauwakkenzone (Silbersbergphyllite, Grünschiefer von Payerbach).

L. KOBER folgt dieser Deutung. In den Jahren 1927 und 1928 erfolgte die erste Detailkartierung durch H. BANDAT. Für ihn sind die Rechnitzer Schiefer paläozoisch (Oberkarbon-Perm), sie stellen einen variszischen Horst dar, mit nach Osten überkippten flachen liegenden Falten. L. BENDA stellt 1929 die Übereinstimmung der Hannersdorf-Kohfidischer Schieferinsel mit dem Grazer Paläozoikum dar. H. WIESENEDER befaßt sich 1932 mit der Petrographie der Rechnitzer Schiefer und prägt den Begriff „Rechnitzer Serie". W. J. SCHMIDT stellt 1950 die Geologie dieses Raumes auf eine neue Grundlage: Die Rechnitzer Schiefer betrachtet er als Äquivalente des Penninikums der Hohen Tauern (Bündner Schiefer), stratigraphischer Bereich ist Paläozoikum bis Jura; das Cáker Konglomerat wird mit den „Liasbrekzien" der Oberen Tauernschieferhülle verglichen. A. ERICH (1953) hingegen sieht in den Rechnitzer Schiefern Altpaläozoikum, ein Äquivalent der Basisschichten des Grazer Paläozoikums (Semriach-Passailer Phyllite), und stellt sie tektonisch zur Oberen Grauwackendecke (Oberostalpin). A. PAHR stellt 1955 fest, daß die Gesteine der Rechnitzer „Schieferinsel" am Nordrand von Grobgneisserie überlagert werden und daher nicht als Grauwackenzone angesehen werden können, sondern zufolge Serienbestand und tektonischer Stellung als penninisch zu betrachten sind. A. TOLLMANN schließt sich in seinen Synthesen 1959 und 1963 dieser Meinung an. 1973 kann H. P. SCHÖNLAUB auf Grund von Mikrofossilien (Schwamm-Spicula) das Alter von Anteilen der *Rechnitzer Schiefer* auf den Bereich höhere *Unterkreide-Oberkreide* einengen und damit die bisher herrschende Unsicherheit in der stratigraphischen Position beseitigen.

3.7.5.2. Gesteinsbestand

Die *Rechnitzer Serie,* die die „Schieferinseln" von Rechnitz – Bernstein – Möltern – Eisenberg und eine Anzahl kleinerer Schollen aufbaut, besteht aus epizonal metamorphen, zum größten Teil marinen Sedimenten mit Einschaltungen von metamorphen Ophiolithen (ursprünglich Diabastuffe bzw. -tuffite, Diabaslaven und Gabbro bzw. Peridotit). Der Grad der Metamorphose entspricht der Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies. Diese Metamorphose schuf aus dem vorwiegend kalkig-sandig-tonigen Primärmaterial mit örtlich und zeitlich wechselnden Anteilen der jeweiligen Primärsubstanzen die entsprechenden *Kalk-, Quarz-* und *Graphitphyllite.* Bei höherem Kalkgehalt (>50%) entstanden Kalkserizitschiefer, bei hohem Quarzgehalt Quarzite.

Folgende Metamorphite entstanden aus entsprechenden Ophiolithen: Grünschiefer (aus Laven bzw. Tuff), Chloritphyllit (aus Tuffit), Serpentinit (aus Peridotit), Metagabbro mit saussuritisiertem Plagioklas und glaukophanitischer Hornblende aus Gabbro.

Auffällig im Serienbestand sind Rauhwackenlagen in verschiedenen Stadien mechanischer Zerlegung (feinsandig bis grobblockig), manchmal auch als (brekziöser) Dolomit erhalten.

Besondere Bedeutung besitzt das *Cáker Konglomerat* (nach dem ersten Fundort südwestlich Güns), das aus Dolomitgeröllen (selten Gneisgeröllen) in kalkigem Detritus besteht. Es ist eine Strandbildung und wird als aufgearbeitete Trias aufgefaßt. Eine Bestätigung dieser Ansicht brachten neueste Funde von Mikrofossilien (Mitteltrias) durch H. MOSTLER (H. MOSTLER & A. PAHR, 1979, im Druck). W. J. SCHMIDT (1956) betont die Analogie zu den „Liasbrekzien" im Penninikum der Hohen Tauern. A. ERICH, der sich eingehend mit der Petrographie der Rechnitzer Schiefer befaßte, berichtet 1961 von hydrothermal posttektonisch gebildeten Albiten in Rauhwacken bei Maltern. Bezüglich der Ophiolithe beschreibt er mehrere Vorkommen von Saussurit-Hornblende-Gabbro (westlich Redlschlag, südlich Stuben) mit Reaktionssäumen gegen den umgebenden Kalkphyllit. Die Grünschiefer sind albit- bzw. aktinolithführende Epidotchloritschiefer. Die genetische Beziehung der Grünschiefer zu den Hornblendegabbros stellt die feinkörnige Varietät eines solchen Gabbros (nördlich Kirchschlagl) her, der als Metadiabasporphyrit zu bezeichnen ist. Ausführlich beschreibt A. ERICH auch die Serpentinite: es handelt sich meist um aus Feinantigorit bestehende Gesteine, nur in tremolit- und talkführenden Vorkommen gibt es auch Grobantigorit. Der im Bernsteiner Raum zu Schmucksteinen verarbeitete „Edelserpentin" besteht fast zur Gänze aus Chlorit, in den die Serpentinminerale umgewandelt sind.

Als Ausgangsgesteine für den Serpentinit nimmt A. ERICH, im Gegensatz zu L. JUGOVICS,

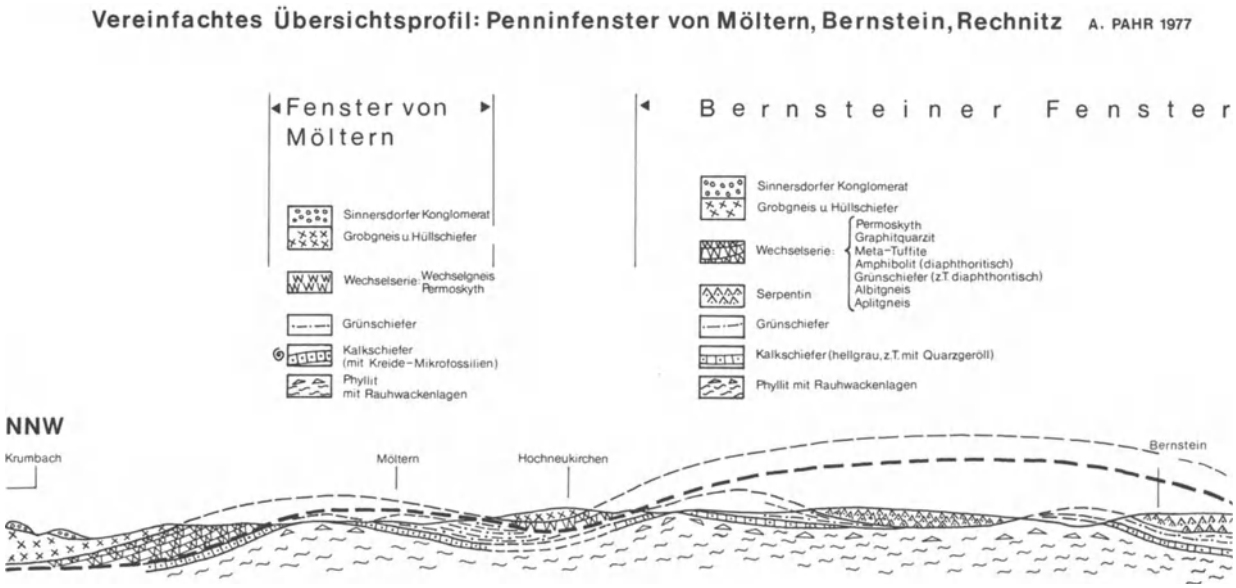


Abb. 84. Die Lagerungsverhältnisse in den Penninikumfenstern von Rechnitz, Bernstein und Möltern und deren Rahmen (nach A. PAHR, 1977: Führer zur Exk. der ÖGG vom 29. 4.–1.5. 1977)

nicht Diallaggabbro, sondern ein bronzitperidotitisches Tiefengestein an.

3.7.5.3. Lagerungsverhältnisse

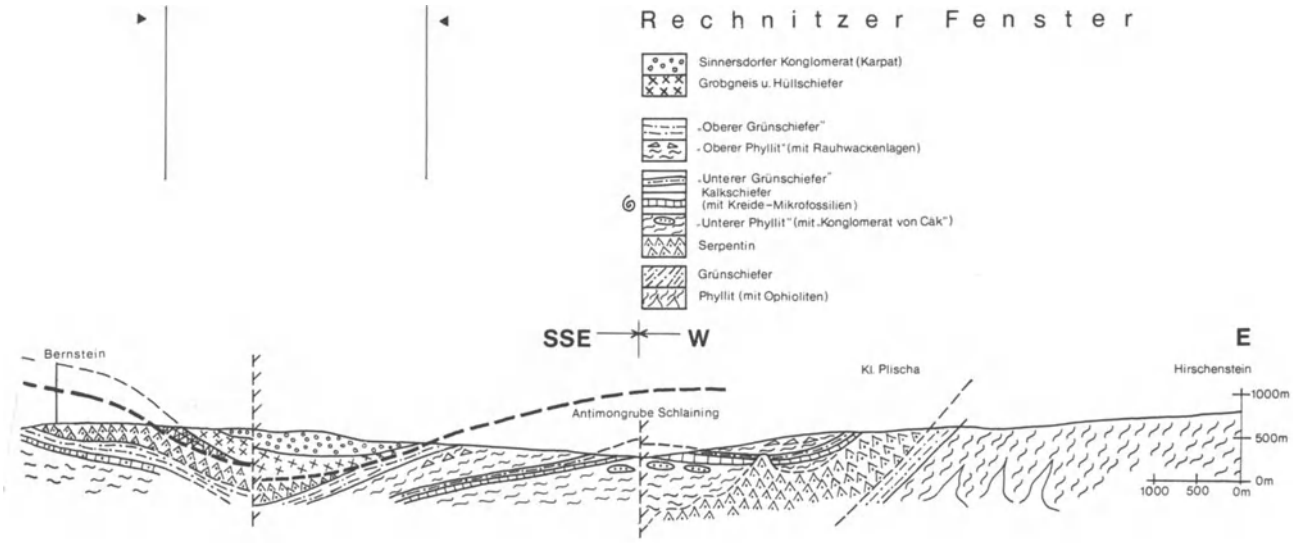
Im westlichen Bereich der Rechnitzer „Schieferinsel", im Raum von Schlaining, können wir zwei tektonische Einheiten unterscheiden: Die untere Einheit enthält an der Basis Phyllite mit (seltenen) Lagen von „Cáker Konglomerat", darüber Kalkschiefer und „Unteren Grünschiefer". In dieser Einheit liegt im Grenzbereich Kalkschiefer – Unterer Grünschiefer die Antimonitlagerstätte Schlaining.

Die höhere Einheit, die zum größten Teil aus Kalk-, Graphit- und Chloritphyllit besteht und nach oben mit mächtigem Grünschiefer abschließt, enthält größere Serpentinitkörper (Königsbrunn, Große und Kleine Plischa). Diese Einheit setzt sich weiter nach Osten fort, während die tiefere auskeilt. Für sie ist das Auftreten von zahlreichen Rauhwackenhorizonten charakteristisch. Es dürfte sich dabei z. T. um einsedimentiertes, z. T. aber auch tektonisch eingeschlichtetes Triasmaterial handeln. Der größte derartige Schubspan, der außer Dolomit auch Marmor und gelblichen Serizitquarzit enthält, ist als fragliche Trias des „Weißen Steinbruchs" östlich Goberling bekanntgemacht worden (A. PAHR, 1960).

Diese Schuppe aus vermutlicher Trias liegt im Grenzbereich zu einer noch tieferen, faziell (und stratigraphisch?) deutlich verschiedenen Einheit, die vor allem den östlichen Teil der Rechnitzer „Schieferinsel" aufbaut; die höhere Einheit ist (nur mehr?) am Südrand vorhanden. Dieser Schuppenbau setzt sich, wie die Kartierungsergebnisse ungarischer Geologen zeigen, auch in den ungarischen Anteil der Rechnitzer „Schieferinsel" fort.

Die zuletzt genannte noch tiefere Einheit, die den größten Teil der auf Blatt Rechnitz gelegenen Schiefermassen aufbaut (Hirschenstein – Geschriebenstein), fällt an der Linie Glashütten – Königsbrunn – Försterhaus steil WSW bis W unter die Serpentinite des Königsbrunn ein. Sie schließt, wie die höhere Einheit, mit Grünschiefer ab, die darunter liegenden Phyllite zeigen jedoch eine diffuse Verteilung des Karbonatgehaltes, d. h. es kommt kaum zur Ausbildung von Kalkschiefern; der weitaus überwiegende Teil dieser etwa 2000 m mächtigen Serie besteht aus Quarzphyllit, mit häufigem Wechsel von tonigem und sandigem Primärmaterial im Millimeter- bis Zentimeterbereich. Auffallend ist das völlige Fehlen von Rauhwacken. In diesen Metasedimenten stecken an mehreren Stellen Ophiolithe: ein Metagabbro (Saussuritgabbro) in der Nähe von Glashütten/Langeck; im Schwarzgraben nordöstlich Rumpersdorf sind spilitische Gesteine eingeschaltet.

Daß zwischen beiden Einheiten nicht bloß eine einfache Störung liegt, ergibt sich auch aus einer tektonischen Diskordanz: Im östlichen, tie-



feren Komplex sind die B-Achsen etwa N-S gerichtet, in der höheren Einheit pendeln sie kaum mehr als 20° um die E-W-Richtung.

Das fazielle Bild des erwähnten, sehr mächtigen Schichtstoßes läßt uns den zentralen Teil des ursprünglichen Sedimentationstroges erkennen, während die weiter westlich gelegenen höheren Einheiten mit ihren häufigen Einschaltungen (sedimentär oder tektonisch) von triadischen? Gesteinen und den zahlreichen Kalkschieferlagen eher Randbereichen entstammen dürften.

In der tieferen Einheit konnten in letzter Zeit schmale Züge von Blauschiefern gefunden werden (A. PAHR, im Druck), die im Randbereich Grünschiefer-Phyllit über mehrere Kilometer (infolge der jeweiligen Aufschlußverhältnisse mit Unterbrechungen) nachzuweisen sind. Es handelt sich nach den Untersuchungen von F. KOLLER um Magnesio-Riebeckit führende, oft von Albitschlieren durchzogene, dunkelblau gefärbte Gesteine, deren Genese noch nicht restlos geklärt ist.

An den Rändern des Serpentinitkörpers des Königsbrunn (östlich Goberling), der tektonisch zwischen die beiden Einheiten eingeschaltet ist, treten immer wieder größere Komplexe von Ophikalzit auf, die im Glasbachtal nach F. HERITSCH (1965) einen Natrium-Amphibol (Crossit) enthalten. In jüngster Zeit konnte F. KOLLER weitere Vorkommen von Natronhornblenden in Ophikalziten, aber auch in grobkörnigen Grünschiefern dieses Raumes nachweisen.

Das geologische Erscheinungsbild dieses mit einem mächtigen Serpentinitzug verbundenen westfallenden Schichtpaketes, im Zusammenhang mit dem Auftreten von Hochdruck-Tieftemperaturparagenesen (Pumpellyit, Stilpnomelan), läßt das Vorliegen eines Teilbereiches einer (möglicherweise durch jüngere Scherbewegungen tektonisch umgestalteten) Subduktionszone denkbar erscheinen (F. KOLLER & A. PAHR, 1979, im Druck). In diesem Zusammenhang erscheint der Bericht von F. KOLLER (1978) über das Vorkommen von Alkaliamphibolen in Metagabbros im Bereich des Bernsteiner Fensters bei Redlschlag (etwa 10 km nördlich von Glashütten) interessant.

Zusammenfassend kann man die Interntektonik der Rechnitzer „Schieferinsel" so darstellen: tiefste tektonische Einheit ist die steil westfallende Grünschiefer-Phyllitserie, darauf aufgeschoben liegt, wieder in sich geschuppt, die Einheit mit Kalkschiefer-Kalkphyllit und aufgearbeiteter bzw. eingeschuppter Trias, Grünschiefer und Serpentinit.

Im Raum von Bernstein ist die ursprüngliche Schichtfolge wegen der tektonischen Beanspruchung durch die Überschiebung noch weit mehr gestört; der Serpentinit bildet hier das höchste Stockwerk der Schichtfolge. Es treten hier reinere Kalke, oft mit Einstreuung von Quarzgeröllen, auf. Auch Rauhwacken sind weit verbreitet, bei Maltern zu größerer Mächtigkeit angeschoppt. Ein ähnliches Bild weist die „Schiefer-

insel" von Möltern auf, ihre Fazies zeigt noch größere Abweichungen: bunte (gelb, hellgrün, hellgrau), z. T. gebänderte Kalkschiefer, aber auch dunkelgraue, die solchen von Schlaining ähnlich sind, auch Kalkphyllit, dann violettroter, dichter Quarzit (Radiolarit?), zuoberst wieder tuffogene Grünschiefer, jedoch kein Serpentinit.

3.7.5.4. Die tektonische Position der Rechnitzer Serie

Ursprünglich dachte man, die Rechnitzer Serie im Raum von Rechnitz sei nur von Tertiär umgeben, daher die Bezeichnung Rechnitzer Schiefer*insel*. Dann gelang der Nachweis, daß die Rechnitzer Schiefer von der unterostalpinen Grobgneisserie überlagert werden (südöstlich Grodnau).

Im Raum Bernstein ergab sich, daß nicht nur Gesteine der Grobgneisserie, sondern auch solche der Wechselserie die Rechnitzer Schiefer überlagern, die Gesteine des Wechselstockes also über die Ostrandstörung (Aspang – Friedberg) hinaus nach Osten weiterziehen und an Rechnitzer Schiefer angrenzen.

H. Wieseneder (1932) hat als erster das Auftreten von Wechselgrünschiefer und Wechselgneis auch außerhalb des Wechselfensters (um Hattmannsdorf) beschrieben. Später konnten daran anschließend nach Westen, bis zum Tertiär der Ostrandstörung des Wechselfensters, aber auch nach Osten bis Bernstein große Bereiche von Wechselgesteinen erkannt werden, damals lithologisch beschreibend als „Graphitquarzit-Metabasitserie" bezeichnet (A. Pahr, 1960). Da nun vor allem durch die Arbeiten von P. Faupl (1970, 1972) die Gesteine des Wechsels neu erforscht und gegliedert werden konnten und sich die im Bereich von Bernstein – Hochneukirchen auftretenden Wechselgesteine den „Liegenden Wechselschiefern" und dem Wechselgneis (z. T. auch der „Kristallinserie von Waldbach") zuordnen lassen, erscheint die damalige Bezeichnung „Graphitquarzit-Metabasitserie" entbehrlich und kann durch „Wechselserie" ersetzt werden (A. Pahr, 1977).

Neben phyllitischen Gesteinen, Graphitquarzit, Meta-Tuffiten und Wechselgneis tritt in dieser Serie südlich Hattmannsdorf in größeren Körpern ein Gestein auf, das im Wechselgebiet nur sehr wenig erschlossen ist: Ein aplitischer Gneis mit charakteristischen, „zuckerkörnigen" Bruchflächen, der neben Plagioklas (10% Anorthit und Mikroklin) auch einen grünstichigen Glimmer (wahrscheinlich Phengit) enthält. Er bildet in diesem Bereich das tiefste Schichtglied unter dem Wechselgneis (A. Pahr, 1972).

Interessante tektonische Ergebnisse brachte die Bohrung Maltern 1, die 1972–73 im Auftrag der Bleiberger Bergwerks Union durchgeführt wurde (Endteufe 381 m). Sie erreichte nach Durchstoßen eines hangenden Bereiches von

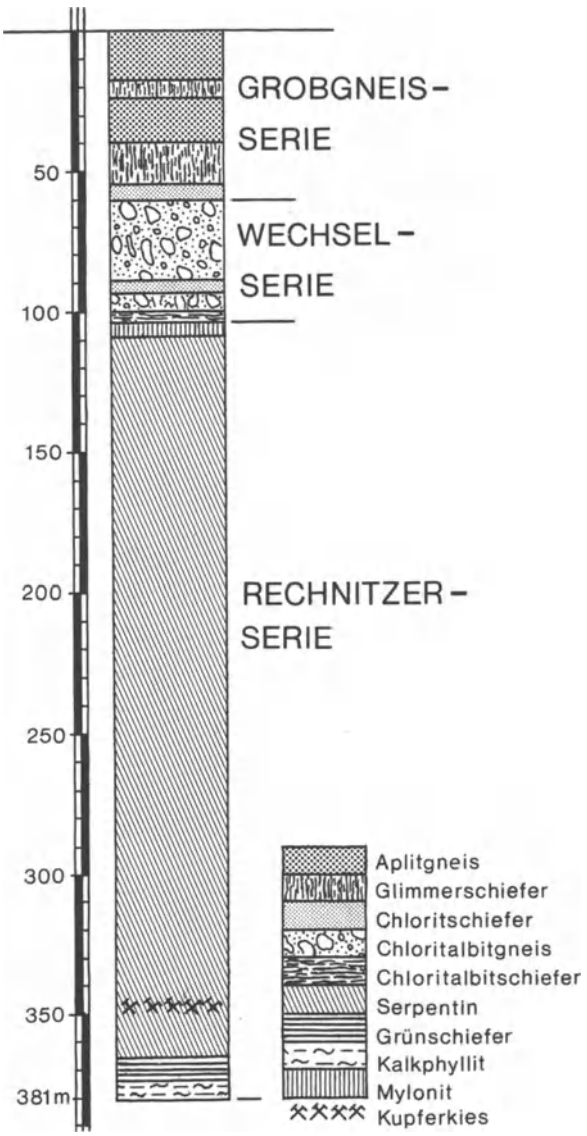


Abb. 85. Bohrprofil Maltern 1 (aus A. Pahr, 1975)

Grobgneisserie und Wechselserie die Rechnitzer Schiefer (Serpentinit, Grünschiefer, Phyllit).

Zusammenfassend kann zur tektonischen Position der Rechnitzer Serie gesagt werden, daß sie nun auf Grund des Serienbestandes, der durch Fossilien gesicherten stratigraphischen Einordnung und infolge der durch eine Bohrung bewiesenen tektonischen Stellung als gesichertes Pen-

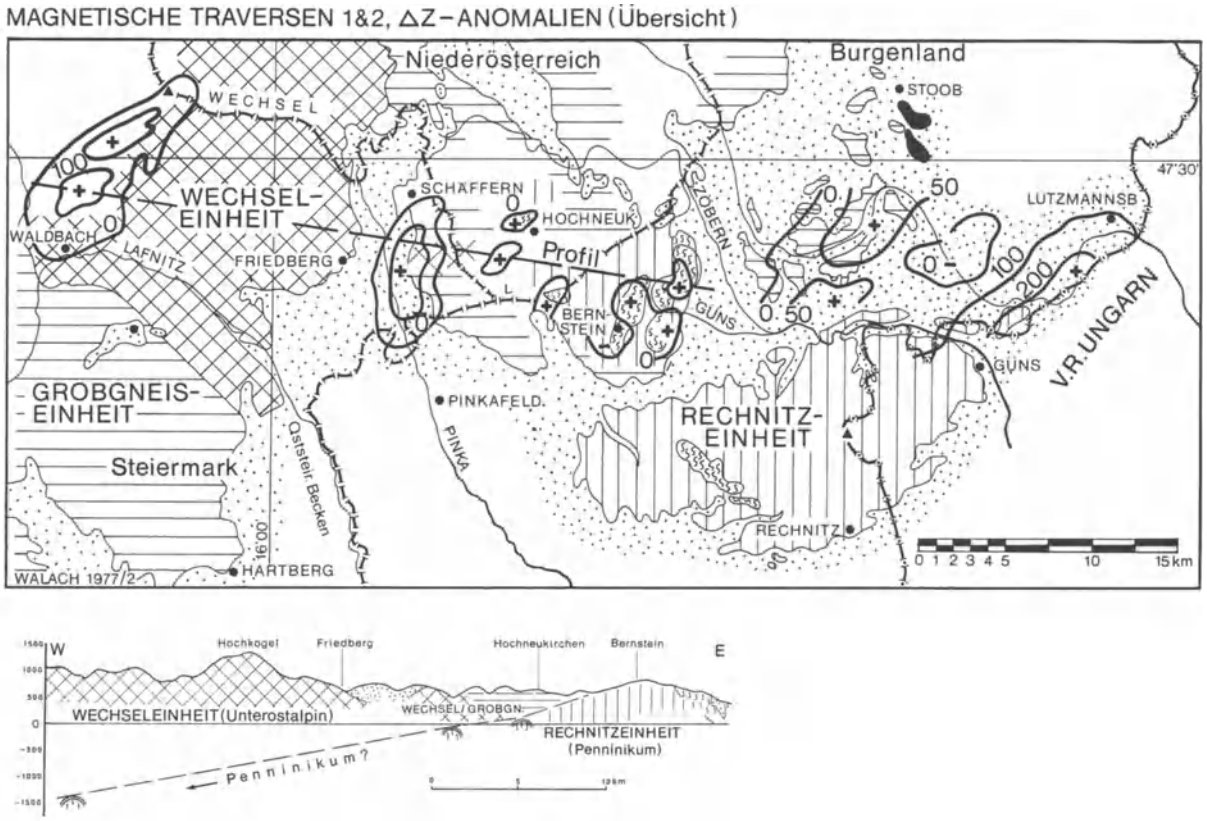


Abb. 86. Magnetische Traversen 1 + 2 im Nordostsporn der Zentralalpen (aus G. WALACH, 1977)

ninikum anzusehen ist. Damit erübrigt sich die Bezeichnung „Schieferinseln" und es kann von penninischen Fenstern in diesem Teil des Alpen-Ostendes gesprochen werden, wie dies übrigens manche Autoren, denen die bisherige Beweisführung bereits genügte, schon getan haben.

Als zusammenfassende Bezeichnung empfiehlt sich „Rechnitzer Penninikum", um gleichzeitig an den in der Literatur eingeführten lithologischen Begriff „Rechnitzer Serie" anzuknüpfen.

Der unterostalpine Rahmen des Rechnitzer Fensters ist bis auf wenige Stellen von tertiären Ablagerungen bedeckt. Um aus diesem Grund geäußerten Zweifeln an der Überlagerung der Rechnitzer Schiefer durch die Grobgneisserie zu begegnen, wurde schon seinerzeit (A. PAHR, 1955) auf die Tatsache verwiesen, daß in der Basisserie des Tertiärs der Umgebung, der „Sinnersdorfer Serie", keine Komponenten von Rechnitzer Schiefern auftreten und dieses auch an keiner Stelle primär auf Rechnitzer Schiefer übergreift. Darin wurde der Beweis erblickt, daß zur Zeit der Ablagerung dieses Tertiärs (Karpat) die Rechnitzer Schiefer noch von Grobgneisserie überdeckt waren.

Der Rahmen des Bernsteiner Fensters besteht mit Ausnahme eines kleinen Teiles (Ungerbach) aus Kristallin, und zwar zum größten Teil aus Wechselgesteinen.

Beim Fenster von Möltern wird der Rahmen im Westen, Süden und Osten von Grobgneisserie gebildet, im Norden liegt ein größerer Komplex von Permomesozoikum (Metaarkosen mit Dolomit- und Kalkschieferschollen, im Verband mit diaphthoritischen Gesteinen (tektonisch wohl zur Wechselserie gehörig) auf Kalk- bzw. Grünschiefer der Rechnitzer Serie und wird weiter im Norden selbst von Grobgneis überlagert.

Vereinzelt tauchen zwischen diesen drei größeren Fenstern noch kleine Vorkommen von Grünschiefer bzw. Serpentinit unter der Bedekkung mit Wechselgesteinen (östlich Elsenau, nordwestlich Hochneukirchen, östlich Maltern) bzw. Grobgneisserie (nordöstlich Harmannsdorf) auf.

Besondere Verhältnisse herrschen weit im Süden, inmitten des südburgenländischen Tertiärs. Hier taucht im Raum Csaterberg – Eisenberg – Kohfidisch noch ein Vorkommen (7 × 2,5 km) von Rechnitzer Serie (Serpentinit, Grünschiefer,

Kalkglimmerschiefer, Marmor) zusammen mit Grazer Paläozoikum (mitteldevonischer Dolomit und Kalk, Grünschiefer) bei Hannersdorf aus der tertiären Bedeckung (Pannon) auf. Die Nachbarschaft des fossilbelegten Grazer Paläozoikums und gewisse Ähnlichkeiten mit dessen Basisserie (Semriach – Passailer Phyllite) erzeugte die weitverbreitete Meinung, daß der ganze Komplex dem Grazer Paläozoikum zuzurechnen sei. W. POLLAK (1962) konnte nachweisen, daß beide Komplexe an einer Störung aneinandergrenzen. Auch nach dieser Erkenntnis bleibt es merkwürdig, daß hier Grazer Paläozoikum (Oberostalpin) direkt auf Penninikum zu liegen kommt, ohne dazwischenliegendes Unter- und Mittelostalpin. A. TOLLMANN (1967) hat dies durch tektonische Ausquetschung der fehlenden Bauglieder zu erklären versucht.

In größerem Zusammenhang hat sich aus all diesen Einzelheiten eine wesentliche Tatsache ergeben: die jetzt möglich gewordene tektonische Gliederung sowie die Kenntnis von der großen, bisher nicht geahnten Mächtigkeit der Rechnitzer Serie (in der Osthälfte mindestens 2000 m), aber auch noch am Nordrand des Bernsteiner Fensters, wo in der Bohrung Maltern 1 allein der Serpentinit 265 m mächtig ist und die darunterliegenden Schichtglieder (Grünschiefer und Kalkphyllit) bei 381 Bohrmetern noch nicht durchörtert waren. All dies spricht u. a. sehr für ein Weiterstreichen dieses Stranges penninischer Gesteine nach Osten (aber auch nach Westen!) und nicht für ein baldiges Auskeilen, wie es verschiedene Autoren annahmen. Entscheidend in dieser Frage werden die Ergebnisse der Tiefbohrungen in der Kleinen Ungarischen Tiefebene sein. Hier gibt es bereits konkrete Hinweise für ein Weiterstreichen der Rechnitzer Serie weiter nach Ungarn hinein: Nach V. DANK & I. BODZAY (1971) kommt in der Bohrung „Ikervar 2" (SE Sarvar) möglicherweise die Fortsetzung der Rechnitzer Serie (mit Oberjura – Unterkreidefossilien) zum Vorschein und wird als Teil eines „penninisch-innerdinarischen Gürtels" bezeichnet. Auch G. WEIN (1973) zeichnete die Fortsetzung der Rechnitzer Serie im Untergrund bis zur Donau.

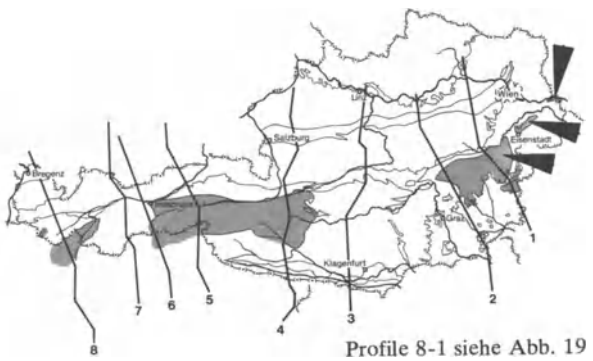
Interessante Hinweise für eine Fortsetzung des Rechnitzer Penninikums nach Westen lieferten geophysikalische Untersuchungen von G. WALACH (1977), die durch Messungen der magnetischen Vertikalintensität größere Serpentinitkörper unter der Überlagerung durch Wechselgesteine bis in den Raum von Waldbach (nordwestlich Vorau) verfolgen ließen.

Literatur: BANDAT H. 1932; BENDA L. 1929; DANK V. & BODZAY I. 1971; ERICH A. 1953, 1961; FAUPL P. 1970a, b, 1972a; HOFFMANN K. 1877; JUGOVICS L. 1915; PAHR A. 1955, 1960, 1972, 1977; POLLAK W. 1962; SCHMIDT W. J. 1950, 1956; SCHÖNLAUB H. P. 1973d; TOLLMANN A. 1959, 1963a, 1967b; WALACH G. 1977a, b; WEIN G. 1973; WIESENEDER H. 1932a.

3.7.6. Das Rosalien- und Leithagebirge sowie die Hainburger Berge

Von ALFRED PAHR

Mit Abbildung 87



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.7.6.1. Übersicht

Der Raum nördlich und östlich des Wechselfensters trägt den Namen „Bucklige Welt" (siehe S. 315). Diese Bezeichnung beschreibt das dort herrschende Landschaftsbild, das vom Gestein her geprägt ist: Zahllose, meist aus Grobgneis aufgebaute kleine Kuppen erheben sich über das aus Glimmerschiefern bestehende Hügelland. Diese zwischen Aspang und Kirchschlag breit entwickelte Zone schließt sich nach Norden zu dem einheitlichen Zug des Rosaliengebirges zusammen.

Die von Tertiär erfüllte Wiener Neustädter

Pforte trennt dieses von dem gegen Nordosten folgenden niedrigen Waldrücken des Leithagebirges (Sonnenberg, 484 m), das gegen den Neusiedler See hin vom Ruster Hügelland begleitet wird. An der Brucker Pforte endet die Zentralzone der Alpen; die jenseits dieser Tertiärsenke auftauchenden Hainburger Berge mit ihren kahlen Kalkrücken an der Westseite des Hundsheimer Kogels (480 m) gehören geologisch schon zu den Karpaten.

Schon H. MOHR (1912) konnte die im Westen des Wechselfensters erkannte Deckengliederung auch auf das Gebiet östlich des Wechselfensters übertragen. L. KOBER (1926) übernimmt die MOHRsche Deckengliederung in (von unten nach oben) Wechsel-Decke, Kirchberg-Pretul-Decke und Tachenberg-Decke und sieht darin einen autochthonen Teildeckenbau, das Wechsel-Semmeringgebiet gehört mit dem Leithagebirge und den Kleinen Karpaten zur Zone der karpatischen Kerngebirge. Demnach bildet also der Raum Wechsel – Semmering – Bucklige Welt ein Fenster der Karpaten unter den Ostalpen. A. TOLLMANN (1959, 1963) bestätigt im wesentlichen die Auffassung von H. MOHR und L. KOBER, der Wechsel wird jedoch dem Penninikum zugerechnet, das im „Fenster von Scheiblingkirchen" wieder an die Oberfläche kommt. Ebenfalls aus neuerer Zeit stammen Detailstudien von O. SCHMIDEGG (1939) und CH. EXNER (1959). G. FUCHS (1962) lieferte eine großräumige Kartierung des Rosaliengebirges und stellte zwei tektonische Einheiten fest, durch z. T. invers lagerndes Permomesozoikum getrennt.

Im Bereich von Sieggraben liegt auf der Grobgneisserie eine Scholle hochkristalliner Gesteine („Sieggrabener Serie"), mit der sich F. E. SUESS, L. WALDMANN und F. KÜMEL befaßten. Eine eingehende petrographische Bearbeitung verdanken wir H. WIESENEDER, der auch eine Reihe weiterer Vorkommen weiter im Süden (Schäffern, Kirchschlag) entdeckte.

Das Leithagebirge mit seinem kristallinen Kern und einem Saum aus tertiärem „Leithakalk" wurde zuerst von L. ROTH von TELEGD bearbeitet, von dem auch eine geologische Karte (Blatt Kismarton) stammt. In neuerer Zeit befaßte sich vor allem S. PREY mit dem Kristallin des Leithagebirges. Hinweise über dieses Kristallin finden wir in einigen neueren Arbeiten (Dissertationen), die sich jedoch in erster Linie mit dem Tertiär dieses Raumes befaßten (A. TOLLMANN, H. SCHMID, P. HERRMANN). Dasselbe gilt für das Ruster Hügelland, das in neuerer Zeit von W. FUCHS bearbeitet wurde.

Ein altes Problem bildet die Zuordnung der Hainburger Berge. Älteren Arbeiten von H. VETTERS, H. BECK, ST. RICHARZ stehen neuere Bearbeitungen von G. WESSELY und A. TOLLMANN gegenüber.

3.7.6.2. Gesteinsbestand

Der Grobgneis-Hüllschieferkomplex entspricht dem im Mürztalbereich vorkommenden Typus: Intrusion eines Granites in granatführende Glimmerschiefer, kein Ganggefolge mehr erkennbar, „lagerhaftes" Auftreten des Grobgneises. Über die Bildung des heute als Grobgneis vorliegenden Granits gehen die Meinungen auseinander. Während R. SCHWINNER (1940) noch metasomatische Bildung annimmt, sind G. FRASL (1954) und H. WIESENEDER (1962) für eine Entstehung aus Schmelzfluß und führen als Beweis an: Regelung der Einschlußplagioklase nach Wachstumsflächen des Kalifeldspates, chemische Analysen, gleichmäßige Zusammensetzung des Gesteins über größere Entfernung. Anschließend Aufstieg in höheres Krustenniveau im Zuge der variszischen Gebirgsbildung.

Auch in diesem östlichen Bereich der Grobgneisserie tritt häufig Leukophyllit auf, ebenso wie im Grobgneisgebiet von Sopron (Ungarn), wo M. VENDEL (seit 1929) sich sehr eingehend mit ihrer Genese befaßt hat. Der Name Leukophyllit stammt von G. STARKL (1883), der glimmerreiche, weiße Gesteine im Rosaliengebirge und der Buckligen Welt so bezeichnet. M. VENDEL erkannte als Hauptgemengteile in diesen Gesteinen Quarz und Muskowit, daneben farblosen Leuchtenbergit oder Klinochlor. Gelegentlich enthalten diese Gesteine auch Disthen. Charakteristisch für die meisten „leukophyllitischen" Gesteine ist ihr relativ hoher Magnesium-Gehalt. Die Genese hat man sich so vorzustellen, daß an Streßzonen bei Temperaturen um 300° in granitischen Gesteinen eine Serizitisierung des Kalifeldspates erfolgt, während durch Mg-Zufuhr die Bildung des Leuchtenbergits ermöglicht wird.

Unter den Hüllschiefern finden sich in der Umgebung von Sopron auch biotitreiche Abarten, die ein charakteristisches, streifenförmiges Gefüge aufweisen und in welchen Andalusit und Sillimanit vorkommen; aber auch seltene Erden und Thorium enthaltende Mineralien (Florenzit, Monazit, Thorit und Thorianit) wurden gefunden (V. FAZEKAS et al., 1975).

Im Osten des Wechselgebietes sind noch einige größere Erosionsrelikte eines höher metamorphen Kristallins, auf der Grobgneisserie aufgelagert, vorhanden. Es handelt sich um Disthen-Biotit-Granatgneise, Marmore, Amphibolite (mit und ohne Granat), Hornblende-Eklogite und serpentinisierte Peridotite mit spinellführenden Pyroxeniten. Diese von L. WALDMANN als *Sieggrabener Serie* bezeichnete Gesteinsgesell-

schaft wurde von H. WIESENEDER (1932) und F. KÜMEL (1935) genauer untersucht. Die Gesteinsausbildung zeigt gewisse Analogien zu den Stainzer Plattengneisen der Koralpe. Bei Sieggraben, Schäffern und Kirchschlag sind größere Areale vorhanden, kleinere Schollen gibt es nördlich Schlag und östlich Pichl (südlich Zöbern), sowie westlich Ungerbach. Höhere Metamorphose und abweichende Ausprägung dieses Gesteinsverbandes ließen F. KÜMEL an „Fernschub" denken, durch den diese Gesteine in ihre heutige Position auf die Grobgneisserie gekommen sein sollen.

Neben diesen altkristallinen Gesteinen sind es einzelne Streifen und Schollen von zentralalpinem Mesozoikum, die die Eintönigkeit der Glimmerschiefer und Grobgneiskörper des Rosaliengebirges unterbrechen. Ein mächtiger Zug von Semmeringquarzit erstreckt sich von Landsee bis zum Stickelberg. Um Scheiblingkirchen, bei Seebenstein und Forchtenstein ist es karbonatische Trias, die schärfere Konturen hervorbringt. Im Bereich des Pittentales sind Kalk und Dolomit weitestgehend zu Rauhwacke umgewandelt, die im Kulmriegel (nördlich Grimmenstein) 250 Meter mächtig wird. Eine ausführliche Studie zur Genese und Charakteristik dieser Rauhwacken verfaßte G. RIEDMÜLLER (1976): die Rauhwacken treten stets zwischen Kalk- und Dolomitmarmoren auf (mittlere Trias) und können in Dolomitrauhwacken, Kalkrauhwacken und Glimmerrauhwacken gegliedert werden. Sie sind im Bereich der Grünschieferfazies metamorph geworden und verdanken ihre Entstehung teilweise tektonischen Prozessen.

Im Verband mit dem Mesozoikum kommt in größerer Verbreitung auch „Alpiner Verrucano" vor, mit groben Geröllen an der Basis (in serizitischer oder auch quarzitischer Matrix), dann Metaarkosen und schließlich zuoberst Konglomeratphyllit, der im Gelände oft einem Glimmerschiefer sehr ähnlich ist und so leicht verkannt werden kann. Solche Vorkommen wurden zuerst von G. RIEDMÜLLER (1967) beschrieben.

Zum Gesteinsverband des Rosaliengebirges gehören aber auch neogene Basalte; es sind die am weitesten gegen die Alpen vorgeschobenen Ausläufer des großen Vulkanfeldes, welches sich vom Plattensee über das Steirische Becken bis in die Landseer Bucht erstreckt. Der Pauliberg (nördlich Landsee) ist der einzige Vulkan, der unmittelbar auf den Zentralalpen liegt. Er durchbricht phyllonitische Glimmerschiefer und aplitischen „Wiesmather Gneis" und liegt einer in den östlichen Zentralalpen weitverbreiteten Hochfläche (680–690 m) auf. Nach F. KÜMEL (1935) sind mehrere Quellkuppen zu einer einzigen Masse verschmolzen, außerdem sind noch zwei einzelne Lavakuppen erhalten. Daß die heutige Form der Basaltkörper nicht durch Abtragung entstand, sondern ursprünglich ist, sucht F. KÜMEL durch die Auflagerung auf einer (noch in Resten vorhandenen) Strandfläche sarmatischen Alters samt Schotterbedeckung zu beweisen. Im Bereich der nördlichsten Quellkuppe findet sich eine grobkörnige Varietät, die von H. WIESENEDER als Trachydolerit erkannt wurde. F. KÜMEL nimmt an, daß es sich dabei um Material handelt, das in größerer Tiefe kristallisierte und dann erst gefördert wurde.

Der Vulkan von Pullendorf besitzt ebenfalls einen kristallinen Sockel, seine Basaltmassen (in zwei durch Schlackenlagen getrennte Ströme geteilt) liegen schon auf Tertiär. F. KÜMEL postuliert für den Pullendorfer Vulkan ein höheres Alter (Sarmat), während A. WINKLER-HERMADEN für Pauliberg und Pullendorf die Eruption im Pliozän annimmt.

Über den kristallinen Kern des Leithagebirges sind wir durch S. PREY (1949) unterrichtet. Das Grundgebirge besteht im Südwesten aus Grobgneis, ansonsten vorwiegend aus Glimmerschiefern, die neben Muskowit und Chlorit öfter auch Biotit und gelegentlich Granat führen. Daraus gehen manchmal phyllitische (diaphthoritische) Typen hervor, aber auch schuppige Schiefergneise sind damit verbunden. Im Nordwesten des Gebirges tritt Amphibolit auf, oft diaphthoritisch, meist in dünnen Bändern, aber auch größeren Körpern, gelegentlich mit Granat (mit Kelyphitrand). Mit den Amphiboliten kommt auch Pegmatit oder Aplit vor.

Deutlich abgesetzt von dieser Gesteinsgesellschaft sind Gesteine mit sedimentärer Struktur: Die *„Scharfeneckarkosen"*, serizitreiche Arkosen und Konglomerate mit Geröllen von Quarz, Pegmatit, Gneis, dann feinsandig-glimmerige Schiefer und grünliche Serizitphyllite. Dazu kommt noch Semmeringquarzit und dunkelgrauer Dolomit. Die sedimentären Gesteine sind dem Grundgebirge aufgelagert, jedoch anscheinend auch z. T. tektonisch eingeschaltet. Sie sind alpidisch metamorph geworden (Grünschieferfazies), während es gleichzeitig im Grundgebirge zu Diaphthorese gekommen ist.

Randlich wird das Leithagebirge von Leithakalk ummantelt, an mehreren Stellen ragen Semmeringquarzit bzw. -dolomit durch die tertiäre Bedeckung.

Auch das Grundgebirge des Ruster Hügellandes ist, wie das Leithagebirge, aus metamorphen Gesteinen aufgebaut, die jedoch nur an drei Stellen aus der tertiären Bedeckung auftauchen. Es wurde von den meisten Bearbeitern dem unterostalpinen Semmeringsystem zugeordnet. W. FUCHS (1965) sprach jedoch den Verdacht aus,

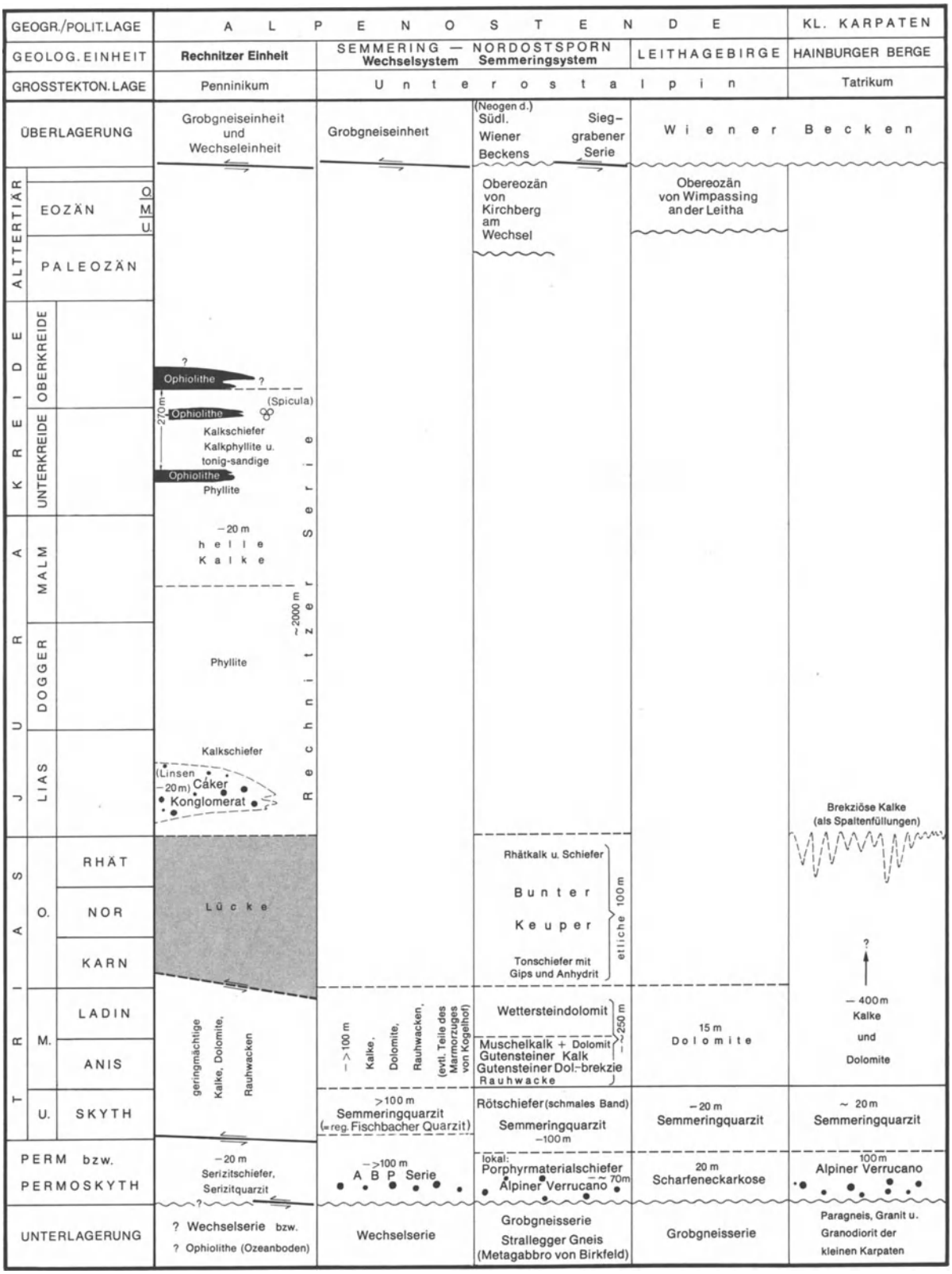


Abb. 87. Permomosesozoikum und Eozän in den zentralen Ostalpen: Penninikum, Unterostalpin und Tatriden, östlicher Teil: Alpenostende (zusammengestellt von WOLFGANG SCHNABEL)

daß dies nur für die südlichste Kristallinaufragung (westlich und südwestlich Mörbisch) zutrifft. Die Kristallinaufbrüche weiter im Norden, Gold- und Seeberg (südöstlich Schützen) und südlich des Silberberges bei Oslip entsprechen seiner Meinung nach vollkommen „albitführenden, grünen (chloritischen) Gesteinen" der Wechselserie.

Die kristallinen Gesteine der Hundsheimer Berge können nicht einfach als Fortsetzung der Zentralzone der Alpen (Leithagebirge, Rosaliengebirge) angesehen werden, sie bilden vielmehr einen an der Oberfläche durch die Donau abgetrennten Teil der Kleinen Karpaten. Die Hauptmasse der kristallinen Gesteine bildet der Granit, der sich (nach St. Richarz, 1908) aus Mikroklin, Plagioklas (20% An), mit Anwachsrändern von Albit, oft Myrmekit, Biotit (z. T. parallel mit Muskowit), Zirkon und Apatit zusammensetzt. Der Granit ist an Bewegungszonen geschiefert. Bei Wolfsthal ist er reich an Pegmatit und Aplit, in denen häufig Granat vorkommt. Bei der Ortschaft Berg ist stark gefalteter Paragneis aufgeschlossen, der von Granit durchschlagen wird. Die Schieferhülle, in die der Granit eingedrungen ist, wird von Quarz-Biotitschiefern und -phylliten gebildet, die gegen den Intrusionskontakt zu reichlich Staurolith und Granat führen. Als Zeitpunkt der Intrusion des Granits nimmt St. Richarz Jura an (postliassisch), was jedoch schon von H. Vetters (1908) mit Recht bezweifelt wurde.

Das Permomesozoikum beginnt mit Porphyroid, dann folgt permoskythischer Quarzit (Braunsberg-Südhang), mit grobklastischen Lagen an der Basis. Die Kalke und Dolomite, die den Spitzerberg, den Pfaffenberg, den Kirchenberg und Teile des Hundsheimer Berges, des Schloßbergs und Braunsbergs aufbauen, wurden in Analogie zu dem liassischen Ballensteiner Kalk (nördlich der Donau) eingestuft. Heute gilt ihre Zuordnung in die Semmeringtrias nicht nur auf Grund von faziellen und lithologischen Erwägungen, sondern auch durch Fossilien als erwiesen.

3.7.6.3. Lagerungsverhältnisse

Die starke Einengung der Gebirgszonen im Bereich des Semmeringpasses geht nördlich des Wechselfensters sehr rasch in einen weiträumigen Bau über. Über einer tieferen Kristallineinheit aus Phyllit und Glimmerschiefer liegt flach eine höhere Einheit, aus Hüllschiefern und Grobgneis bestehend, mit invers gelagertem Permomesozoikum an der Basis: unter Konglomeratphyllit und Porphyroid (Alpiner Verrucano) liegt Semmeringquarzit, darunter wieder Kalke, Rauhwacken und Dolomite des Anis. Gefügeanalysen ergaben einen alpidischen Deformationsplan mit Nordost-gerichteten Faltenachsen und Lineationen (G. Riedmüller, 1967). Damit im Einklang steht das von A. Tollmann (1959, 1963) kreierte „Fenster von Scheiblingkirchen", als dessen Inhalt unter inversem Semmeringmesozoikum die Wechseleinheit auftaucht.

Im Raum östlich des Pittentales (Bucklige Welt, Rosaliengebirge) war G. Fuchs (1962) zu ähnlichen Ergebnissen gekommen: auch er fand eine tiefere, fast ausschließlich aus Glimmerschiefer bestehende, und eine höhere Einheit, aus Grobgneis, Glimmerschiefer und der „Hollerbergserie" aufgebaut. Dazwischen läge als trennendes Element Semmeringmesozoikum, das sich gegen Osten in einen Reibungsteppich auflöse, in dem wiederholt Anzeichen für inverse Lagerung der Semmeringgesteine zu beobachten seien.

Zwischen Aspang und Kirchschlag treten vor allem Grobgneis und Hüllschiefer auf, darin eingesenkt liegt an der Krumbacher Störung Jungtertiär, die „Krumbacher Schotter" und „Sinnersdorfer Konglomerat", dieses z. T. mit kalkalpinen Geröllen, die bis Ungerbach (südsüdwestlich Kirchschlag) zu verfolgen sind.

Im Raum Kirchschlag – Steinbach – Ungerbach liegt eine Scholle Sieggrabener Serie auf der Grobgneisserie, die bei Steinbach mit einer Störung an die Rechnitzer Serie grenzt. In gleicher tektonischer Position lagern die Schollen von Schäffern und Sieggraben. Es handelt sich sichtlich um Erosionsrelikte, die, an Brüchen abgesenkt, vor der Erosion bewahrt wurden. A. Tollmann (1963) sieht darin Erosionsreste des hier im Osten auch tektonisch stark reduzierten Mittelostalpins.

Nicht nur unmittelbar östlich des Wechselfensters (H. Wieseneder, 1932; A. Pahr, 1958), sondern auch im weiteren Verlauf des Alpen-Nordostsporns treten Wechselgesteine auf und somit ist eine tektonische Fortsetzung des Wechsels unter einer relativ geringmächtigen Überdeckung durch die Grobgneisserie vorhanden. Diese Ansicht stützt sich vor allem auf die Erkenntnis, daß der Aplitgneis an der Basis der Wechselgesteine westlich von Hochneukirchen (südlich Hattmannsdorf, Grametschlag) völlig dem Wiesmather Gneis entspricht, sowie auf weitere im Raum Wiesmath auftretende Wechselgesteine (A. Pahr, 1972). A. Erich (1966) fand eine „zum Verwechseln führende Ähnlichkeit" der Graphitquarzite von Bernstein mit entsprechenden Gesteinen westlich von Forchtenau. Dazu kam die Nachricht von W. Fuchs (1965) über Wechselgesteine im Ruster Hügelland und

so kam es nicht überraschend, daß A. TOLLMANN (1976) neue Wechselfenster im Alpen-Nordostsporn bei Wiesmath, Forchtenau und Rust beschreibt; der nördlichste Teil des Rosaliengebirges wird als „Wiener Neustädter Fenster" bezeichnet.

Somit ist nach dem jetzigen Stand der Kenntnis eine tektonische Fortsetzung des Wechsels bis zum Nordende des Neusiedler Sees als tieferes unterostalpines Element vorhanden, dessen weitere Fortsetzung in den pannonisch-karpatischen Raum noch zu klären sein wird.

Der kristalline Kern des Leithagebirges wird allgemein als unterostalpine Grobgneisserie mit aufgelagertem Semmeringmesozoikum angesehen; allerdings scheint die alpidische Metamorphose hier etwas geringer gewesen zu sein, da in den postvariszischen Ablagerungen sedimentäre Strukturen noch recht deutlich ausgeprägt sind. Gegen das Ruster Hügelland grenzt das Kristallin des Leithagebirges vielfach mit Störungen an den tertiären Leithakalk. Mehrere größere, dazu parallele Bruchlinien erfaßten auch das Ruster Hügelland bzw. das Gebiet des Neusiedler Sees.

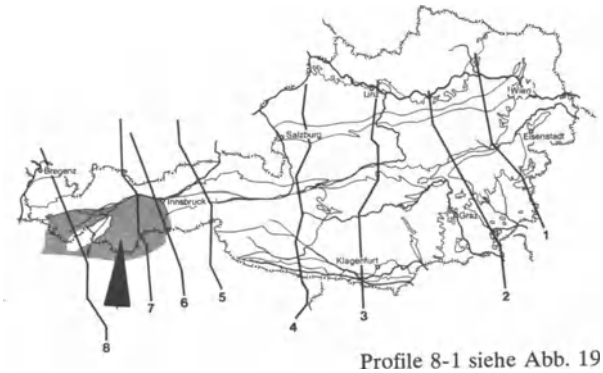
Die ältere Forschung (ST. RICHARZ) sah im Leitha- und Rosaliengebirge eine direkte Fortsetzung der Kleinen Karpaten und der Hainburger Berge. Verfeinerte Erkenntnisse ergaben, daß zwar die Hainburger Berge ein durch Störungen versetzter und (oberflächlich) durch die Donau abgetrennter Teil der Kleinen Karpaten sind, daß aber Leithagebirge und Rosaliengebirge (Grobgneisserie) zufolge verschiedener Metamorphose (hier Grobgneis – dort Granit bzw. Granodiorit mit deutlichem Kontakt zur Schieferhülle) nicht im gleichen Stockwerk des Gebirgsbaues liegen können. Andererseits erscheint das transgredierende Permomesozoikum weitgehend ähnlich, nach neuen Fossilfunden um Hainburg sogar identisch zu sein. A. TOLLMANN (1972) sieht in den Hainburger Bergen einen Bestandteil des autochthonen Kerns der Kleinen Karpaten (Hochtatrische Einheit, Tatriden); das Unterostalpin von Leitha- und Rosaliengebirge wird mit dem Subtatrikum (Križna Decke) verglichen. Es sind jedoch auch andere Parallelisierungen (Križnadecke – Frankenfelser Decke, S. PREY, 1965) zu begründen.

Literatur: ERICH A. 1966; EXNER CH. 1959; FAZEKAS V. et al. 1975; FRASL G. 1954; FUCHS G. 1962b, 1971a; FUCHS W. 1965; KOBER L. 1926; KÜMEL F. 1935; MOHR H. 1912; PAHR A. 1958, 1972; PREY S. 1949; RICHARZ ST. 1908; RIEDMÜLLER G. 1967, 1976; SCHMIDEGG O. 1939; SCHWINNER R. 1940; STARKL G. 1883; TOLLMANN A. 1959, 1963a, 1972b, 1976b; VENDEL M. 1929; WESSELY G. 1961; WIESENEDER H. 1932a, 1962a.

3.8. Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner)

Von Herbert Raimund Pirkl

Mit den Abbildungen 88 bis 93



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.8.1. Übersicht

Auf der Fahrt entlang der großen Alpenlängsfurche von Innsbruck nach Westen durch das Inntal und weiter über den Arlbergpaß nach Vorarlberg fällt sofort der unterschiedliche Charakter der beiden Talflanken auf.

Im Norden die schroffen, oft senkrecht aus dem Talboden aufstrebenden hellen Kalkwände, im Süden die etwas weniger schroffen, nicht minder hoch aufsteigenden, aber eher düster wirkenden Hänge des Kristallins.

Neben den zentralen Hohen Tauern stellt der Block der Stubaier- und Ötztaler Alpen das größte zusammenhängende Gebiet mit Gipfeln über 3000 m in Österreich dar. Mit Wildspitze, Weißkugel, Similaun und Zuckerhütl werden innerhalb ausgedehnter Firn- und Gletscherfelder Höhen von 3500 bis etwa 3800 m erreicht.

Die durchschnittlichen Höhen in der Silvrettagruppe liegen etwas tiefer, Fluchthorn und Piz Buin an der schweizerisch-österreichischen Grenze schwingen sich aber auch noch auf über 3300 m auf.

Geographisch gesehen umfassen die westlichen Zentralalpen westlich des Inn die Silvretta-, Verwall- und Samnaungruppe, östlich des Inn die Ötztaler- und Stubaier Alpen. Geologisch reicht das Silvrettakristallin darüber hinaus im Südwesten in die Schweiz bis zur Piz Kesch-Gruppe in den Rätischen Alpen (Graubünden). Die Westgrenze bilden etwa das Landwassertal und eine Linie Davos – Monbiel östlich Klosters – Madrisahorn – der nördlich anschließende Grat – Gampadels Tal. In tektonischer Verbindung mit kalkalpinen Serien reicht es im Nordwesten bis ins Rellstal (Rätikon). Im Norden zieht der von W. Hammer und O. Reithofer so benannte Zug der Glimmerschiefer- und Phyllitgneiszone vom Montafon bis südlich Landeck durch. Vom Arlberg bis zum Ausgang des Pitztals schaltet sich zwischen Kristallin und Nördliche Kalkalpen die Landecker Phyllitzone ein.

Die im Oberinntal aufgeschlossenen Serien des Unterengadiner Fensters trennen die beiden Kristallinblöcke Silvretta und Ötztaler Alpen.

Die Ötztaler- und Stubaier Alpen werden im Norden durch das Inntal, im Osten durch die Brennerfurche abgegrenzt; im Süden bietet sich geographisch das Etschtal (Vintschgau) klar als Grenze an. Die geologische Grenzziehung ist freilich nicht so scharf möglich, da das Kristallin südlich des Vintschgaues immer dem Ötztaler Kristallin als sehr verwandt beschrieben wird.

3.8.2. Geologische Beschreibung der Silvretta-, Samnaun- und Verwallgruppe

3.8.2.1. Interngliederung des Silvrettakristallins

Nach ersten Beobachtungen und Untersuchungen im 19. Jahrhundert durch A. Escher, B. Studer und G. Theobald im schweizerischen und G. A. Koch im österreichischen Anteil erfolgte eine intensive Bearbeitung des gesamten Silvrettakristallins in der Zeit zwischen den beiden Weltkriegen: auf der schweizerischen Seite

durch P. BEARTH, F. SPAENHAUER, A. STRECKEISEN und E. WENK im Kristallinanteil; durch P. ARBENZ, J. CADISCH, H. EUGSTER und W. LEUPOLD in den auflagernden Sedimenten. Auf österreichischer Seite kartierte O. REITHOFER die westliche Verwallgruppe (Blatt Stuben, 1:75.000) und erarbeitete später zahlreiche Details in der Silvrettagruppe durch die geologische Aufnahme der Bei- und Überleitungsstollen der Vorarlberger Illwerke. In den letzten Jahren wurden weite Gebiete der praktisch noch unkartierten österreichischen Silvretta geologisch aufgenommen (H. BERTLE, F. BOROVICZÉNY, G. FUCHS, H. LOACKER, H. PIRKL) und sollen demnächst im Maßstab 1:25.000 in Druck gehen.

Das Silvrettakristallin schwimmt als Schubmasse polymetamorphen Kristallins, dessen letzte Hauptprägung variszisch stattgefunden hatte, mit relativ geringem Tiefgang auf tieferen tektonischen Einheiten. Es wurde als Gesamtblock in das alpidische Deckengebäude einbezogen. Die mesozoische Hülle ist nur mehr in Resten in direktem Verband mit der kristallinen Unterlage verblieben. Ultramylonitbildung (als Pseudotachylitgänge von Schubflächen ausgehend), weit verfolgbare Störungen und Mylonitzonen, Kataklase und diaphthoritische Gesteinsumwandlungen im direkten Nachbarbereich von Störungen sind Auswirkungen alpidischer Tektonik innerhalb des Kristallinblocks.

Das Kartenbild zeigt im großen eine vielmalige Wechsellagerung von Schiefergneisen, Glimmerschiefern, Amphibolgneisen und Amphiboliten in Verbindung mit Orthogneiskörpern.

Im Norden ordnen sich die Serien zu weit Ost-West durchstreichenden Zügen, intensiv verfaltet nach mehr oder minder flachen Achsen, im Süden – dem Schweizer Anteil – prägen teilweise steilstehende Faltenachsen (Schlingentektonik) das Großgefüge.

Ein Großgewölbe mit flacher Lagerung in der zentralen Hochsilvretta und Nordwest-Abtauchen im österreichischen Anteil vermittelt zwischen Norden und Süden.

Großfalten in Kilometerdimensionen geben sich dadurch zu erkennen, daß sich in den Amphibolit-Paragneis-Orthogneiswechselfolgen z. B. die Liegend- und die Hangendgesteine eines Orthogneiszuges unter intensiver walzenförmiger Verfaltung verbinden. Am Aufbau des Silvrettakristallins beteiligen sich Paragneise und Amphibolite einerseits und Orthogneise (in der Hauptsache granitischer Zusammensetzung) andererseits etwa in gleichem Ausmaß. Mischgneise (Migmatite und Metatexite) treten immer wieder an den Rändern der Orthogneise gegen Paragneise auf, erreichen aber kaum größere Mächtigkeiten. Vielfach ist die Grenze Orthogneis/Paragneis auch sehr scharf.

Am verbreitetsten unter den Paragneisen sind Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneise. Durch ein meist postdeformatives porphyroblastisches Wachstum von Plagioklas bzw. Biotit entstanden Feldspatknotengneise bzw. Biotitfleckengneise. Tonerdesilikatgneise und Glimmerschiefer sind durch einen höheren Gehalt an Granat, Staurolith, Disthen, Andalusit und Sillimanit gekennzeichnet, wobei alle Übergänge zu Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneisen zu beobachten sind. Glimmerschiefer, die die charakteristischen Quarz-Andalusitlinsen führen, sind besonders im Montafon anzutreffen (z. B. die Gipfelbereiche Valisera – Heimspitz – Versettla). Ein stellenweise mächtiger Zug dünnschieferiger und feinkörniger Biotitplagioklasgneise in Wechsellagerung mit Biotitschiefern und Quarziten erstreckt sich vom Montafon bei Gallenkirch bis Ischgl im Paznauntal. Ganz selten schalten sich in die Paragneise Marmor, Kalksilikatschiefer und Graphitquarzite als schmale Linsen und Lagen ein.

Amphibolite liegen in einer Verbreitung wie sonst kaum in den Alpen vor. Plagioklasamphibolite herrschen neben Granat-, Epidot- und Biotit-führenden Varietäten vor. Häufig gebändert, können sie durch Zunahme des Quarzgehaltes in Hornblendegneise übergehen; diese wiederum stehen über Wechsellagerung und fließende Übergänge mit Schiefergneisen in Verbindung. Daraus wird in den meisten Fällen auf Entstehung aus Mergeln und tuffogenem Material geschlossen. Im österreichischen Anteil sind bis jetzt in Amphiboliten noch keine Hinweise auf sichere gabbroide Reliktstrukturen gefunden worden, wie solche z. B. im Val Tuoi oder Val Sarsura aus der Schweiz bekannt sind; darüber hinaus sind Vorkommen von Eklogitamphibolit in der Schweizer Silvretta nicht allzu selten.

Die Orthogneise liegen texturell in der Hauptsache als Augen- und Flasergneise vor, wobei ein Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Gneis als verbreitetste und charakteristischste Varietät vorherrscht (Typus Flüela). Meist in konkordanten Lagen den Paragneisen und Amphiboliten eingeschaltet, sind an einigen Stellen auch noch die Intrusionskontakte (Migmatite) erhalten. Neben diesen Gneisen vom Typus Flüela treten als weitdurchstreichende, selbständige Züge besonders im Verwall meist biotitfreie Muskowit-Alkalifeldspatgneise auf.

Einen in Struktur und Zusammensetzung abweichenden Charakter besitzt der Mönchalpgranit in der Pischahorngruppe (Schweiz). Dieses Gestein wird zusammengesetzt aus bläulichem Quarz, granuliertem Plagioklas, meist idiomor-

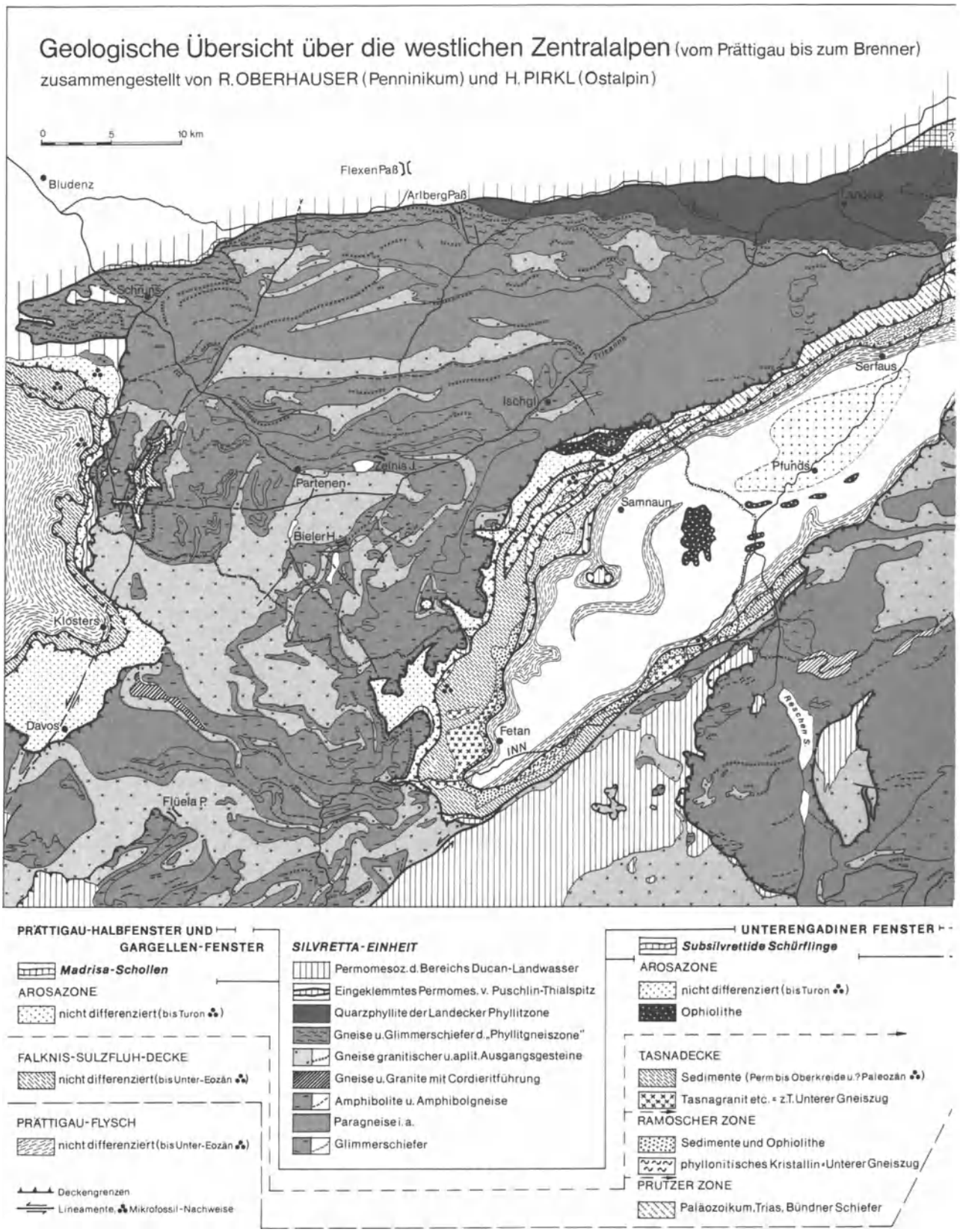
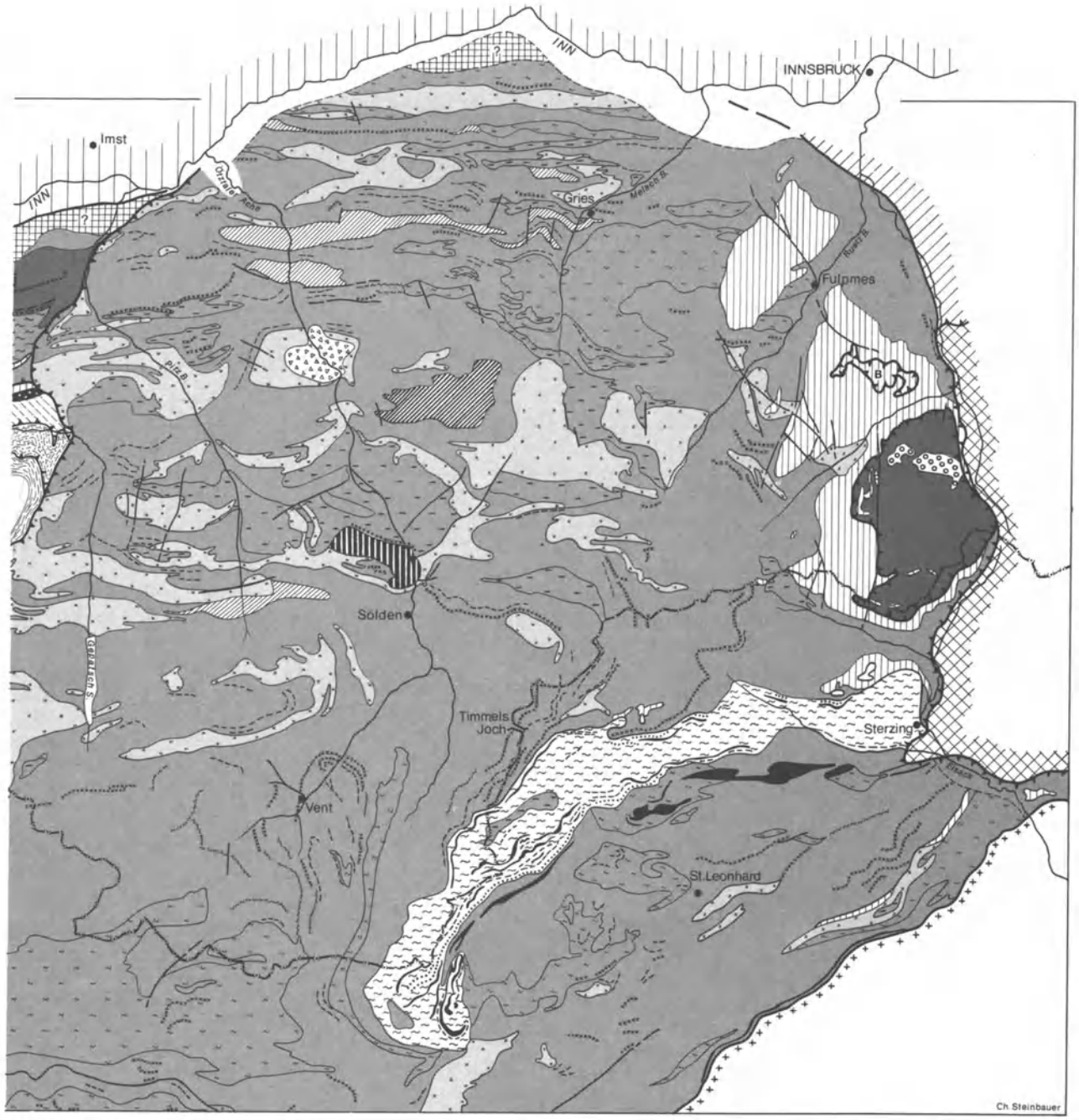


Abb. 88. Die ostalpinen Einheiten des Ötztal- und Silvrettakristallins mit ihrer Überlagerung und ihrem Rahmen sowie inliegenden penninischen Fenstern



SCARL-SESVENNA-EINHEIT
- Permomes. d. Engadiner Dolomiten
- Gneise granitischer u. aplit. Ausgangsgesteine } Oberer Gneiszug
- Amphibolite u. Amphibolgneise
- Paragneise i. a.

ÖTZTAL-STUBAI-EINHEIT
- Bergsturzgebiet Köfels-Maurachriegel
- Permomesoz. im Bereich Brenner u. am Piz Lad
- Glimmerschiefer im Schneeberger Zug
- Marmor
- Quarzite im Schneeberger Zug
- Gneise granitischer u. aplit. Ausgangsgesteine
- Gneise intermediärer Ausgangsgesteine
- Gneise u. Granite mit Cordieritführung
- Amphibolite u. Amphibolgneise
- Eklogit
- Paragneise i. a.
- Glimmerschiefer

ZONE VON ROZ-CHAMPATSCH-PEZID
- Trias, Bündner Schiefer
- ***Stammerspitz-Schuppe***

PFUNDSER ZONE
- fossilführendes Dach (bis Maastricht ♣)
- Bündner Schiefer
- Ophiolithe
- Kalkglimmerschiefer

NÖRDLICHE KALKALPEN
- Permomesozoikum

BLASER DECKE
- B Mesozoikum

SÜDALPEN
- + + + Brixner Granit

GRAUWACKENZONE U. FRAGL. ÄQUIVALENTE
- Schiefer, Sandsteine und Phyllite

STEINACHER DECKE
- O. Karbonkonglomerat
- Quarzphyllite

INNSBRUCKER QUARZPHYLLIT
- nicht differenziert

TAUERNFENSTER
- nicht differenziert

phem bis hypidiomorphem Kalifeldspat, schuppigem Biotit und graugrünen Häufchen von Pinit, die als Umwandlungsprodukte von Cordierit gedeutet werden. Ein Äquivalent zu diesem Gestein wurde bisher im österreichischen Silvrettakristallin noch nicht nachgewiesen.

Ihre endgültige Prägung zu ihrer derzeit vorliegenden Form erhielten die Para- und Orthogesteine durch die variszische Orogenese, die nicht nur eine regionale Metamorphose unter den Bedingungen der Almandin-Amphibolitfazies, sondern auch die Verfaltung und eine umfassende Schieferung bewirkte.

Die jüngsten Gesteine des Silvrettakristallins stellen Diabasgänge dar, die das Nebengestein meist diskordant durchschlagen. Sie sind jünger als der Innenbau des umliegenden Kristallins und sind von der variszischen Metamorphose nicht mehr erfaßt worden, reichen aber auch nicht in die auflagernden mesozoischen Sedimente hinein. Nur an einigen Stellen wurden Diabasgänge noch etwas verschiefert.

Literatur: BERTLE H. 1972; REITHOFER O. 1931, 1935; STRECKEISEN A. 1928; STRECKEISEN A. et al. 1966; WENK E. 1934.

3.8.2.2. Westrand: Bereich Mittelbünden, Gargellen

Die heute vorliegende Westgrenze der Silvrettadecke ist erosionsbedingt; es kann aber angenommen werden, daß sie kaum je viel weiter nach Westen reichte. Der Kristallinblock wurde also im Westen spitzwinkelig zugeschnitten. Im Südwesteck, südlich Davos, sind noch Reste der Sedimentbedeckung erhalten (Ducan- und Landwassermulde), denen aber zum Teil bereits die Kristallinunterlage fehlt. Im Landwassertal (Umgebung Davos) schalten sich zwischen der Silvrettadecke und dem nach Osten darunter eintauchenden Deckenstapel schwach- bis nichtmetamorpher mesozoischer bis alttertiärer Gesteine (Prättigauschiefer, Abfolgen der Falknis- und Sulzfluhdecke, Arosazone) abgeschuppte Teile des Silvrettakristallins mit dazugehörigen Sedimenten ein (Davoser Dorfberg Decke, Grünturm-Serie, Kristallin des Aroser und Parbaner Rothorns). Anteile fast all dieser unterlagernden Körper sind auch im Fenster von Gargellen aufgeschlossen, dessen erosive Öffnung durch das Gargellen-Lineament erleichtert wurde (siehe 3.7.1.).

Die Nordost-Südwest streichende Ducanmulde in der südlichen Flüelagruppe, deren Südost-Schenkel in ungestörtem Kontakt mit dem Kristallin blieb und deren Nordwest-Schenkel an einer Fläche, die sich streichend ins Kristallin fortsetzt, abgeschert wurde, besitzt einen Schichtumfang von permoskythischem Buntsandstein bis ins Rhät, mit südalpinen Anklängen besonders in der Mitteltrias (vgl. Abb. 93). Jüngeres als Rhät fehlt erosiv in der Ducanmulde, die Schichtfolge in Mittelbünden reicht sonst bis in die allertiefste Kreide.

Literatur: BEARTH P. et al. 1935; BERTLE H. 1972.

3.8.2.3. Nordrand: Bereich Montafon – Landeck

W. HAMMER schied 1922 auf Blatt Landeck (Geologische Spezialkarte der Republik Österreich) eine den Nordrand des Silvrettakristallins begleitende und darunter eintauchende „Zone von Phyllitgneis und Glimmerschiefer" aus. O. REITHOFER verfolgte dann bei der Kartierung der Verwallgruppe diese Zone weiter nach Westen und fand sie auch noch im Rätikon zwischen dem Rells- und dem Gampadelstal. Charakteristisch für diese Zone sind Feldspatknotengneise, Glimmerschiefer, Biotitplagioklasgneise und Einlagerungen von Quarzitschiefern und Muskowitgranitgneisen, untergeordnet auch Amphibolitlagen, wobei alle diese Gesteine bereichsweise phyllonitisiert sind. Die besondere tektonische Beanspruchung äußert sich darüber hinaus in kleinschariger Zerklüftung bis zu Verlehmung an parallel oder spitzwinkelig zur Schieferung durchsetzenden Mylonitzonen. Schon W. HAMMER faßte die stark durchbewegten Schiefergneise bis Glimmerschiefer unter der Sammelbezeichnung Gneisphyllite zusammen. Daraus entwickelte sich dann der Name „Phyllitgneiszone".

Die tektonische Stellung dieser Zone erscheint noch nicht voll geklärt. Einerseits wird immer wieder von einer Phyllitgneisdecke gesprochen, andererseits betonen sowohl W. HAMMER wie auch O. REITHOFER mehrere Male, daß direkte Übergänge von Phyllitgneis zu Biotitplagioklasgneis der Silvrettadecke zu beobachten sind, zumindest aber, daß sich auf weiten Strecken keine tektonische Linie zwischen Phyllitgneisen und Silvrettakristallin nachweisen läßt.

An dieser Nahtstelle schalten sich nun südlich Landeck, von Puschlin bis westlich der Thialspitz, *Sedimentlinsen* mit einer Folge aus Verrucano, dunklen Kalkschiefern und Dolomit ein. Diese Sedimente deutete A. TOLLMANN (1962) als Reste zentralalpinen Mesozoikums, wodurch dann das Silvrettakristallin als „mittelostalpin" einzustufen war und die *Phyllitgneiszone* als Rest des oberostalpinen kristallinen Sockels (vgl. Abb. 73, 93).

R. OBERHAUSER (vgl. Abb. 38) konstruierte aus der Erkenntnis der inversen Serien am Süd-

rand des Rätikon großartige, weitüberschlagene Faltenstrukturen aus Tauchsätteln und -mulden, wobei für das Kristallin zwischen dem Gampadels- und dem Rellstal im Kern von Tauchsätteln eine vollkommen überkippte Position postuliert wird.

Die tektonische Stellung des Sedimentzuges der Tschaggunser Mittagspitz – teils der Arosazone zugerechnet, teils als kalkalpin gedeutet – wäre dann eher eine kalkalpine. Von der Mittagspitz nach Süden lassen sich entlang der Überschiebung des Silvrettakristallins auf die Arosazone mehrere Mesozoikumschuppen verfolgen, die von P. HALDIMANN (1975), zusammen mit als Oberkarbon und Perm eingestuften Schichtgliedern, zur „Madrisazone" zusammengefaßt wurden und kalkalpine Spurschollen in subsilvretti-der Stellung darstellen sollen. Andere Autoren, wie J. CADISCH, W. HÄFNER und H. BERTLE, rechnen diese Schollen hingegen der Arosazone zu. Zwei Beobachtungskomplexe in bezug auf die Phyllitgneiszone wären also auf einen Nenner zu bringen. Einerseits scheint eine nahe Verwandtschaft mit dem Silvrettakristallin in Gesteinsbestand, Metamorphosegrad und Gefüge gegeben zu sein, andererseits weisen die beobachtete Phyllonitisierung und Mylonitisierung, weit durchstreichende Scherflächen und die inverse Lagerung einzelner Abschnitte auf eine andere tektonische Geschichte hin.

Eine Abscherung des nördlichsten Teiles des Silvrettakristallins und eine intensive Einbeziehung dieses Abschnittes in die alpidische Tektonik ohne weiträumige Trennung in Ober- und Mittelostalpines Kristallin scheint möglicherweise eine denkbare Lösung zu sein.

Literatur: HALDIMANN P. 1975; OBERHAUSER, R. 1970b; REITHOFER O. 1935; RESCH W. 1973; TOLLMANN A. 1970b.

3.8.2.4. Landecker Quarzphyllitzone

Im Abschnitt Arlbergpaß bis Arzl (Ausgang Pitztal) schaltet sich zwischen Silvrettakristallin und Nördliche Kalkalpen ein Zug von Gesteinen ein, der nach dem lithologischen Habitus immer dem Innsbrucker Quarzphyllit gleichgesetzt wurde: die Landecker Quarzphyllitzone.

Von W. HAMMER (1918) ausführlich beschrieben, wurden in dieser Zone erst wieder im Zuge der Projektierungs- und Aufnahmsarbeiten für das Kraftwerk Prutz-Imst neue Daten erarbeitet (O. SCHMIDEGG, 1959). Die Arbeiten und petrographischen Untersuchungen von S. HOERNES & F. PURTSCHELLER (1970) stuften große Teile des Quarzphyllits als Phyllonite ein, als Gesteine diaphthoritischer Entstehung mit Relikten älterer (höherer) Metamorphose. Dies steht im Gegensatz zu der wahrscheinlich großteils progressiv metamorphen Entstehung des Innsbrucker Quarzphyllits.

Im Ostteil der Phyllitzone zwischen Arzl im Pitztal und Landeck kann folgende Gliederung angegeben werden:

Im Norden Grauwackenschiefer mit eingeschalteten Verrucanolagen, mit steil südfallender Fläche an die Kalkalpen angrenzend, die hier bis südlich des Inn reichen; daran südlich anschließend dünnblättrige Quarzphyllite mit Eisendolomitlinsen (Zone von Timmels). Die Hauptmasse der Zone bauen Quarzphyllite mit Einlagerungen von mehr oder minder phyllonitischen Biotitplagioklasgneisen, Amphibolitbändern und Granitgneislagen auf.

Die beiden nördlichen Serien könnten als Äquivalente der Grauwackenzone aufgefaßt werden. Die Hauptmasse des Quarzphyllits wären dann alpidisch (?) partiell verschieden stark phyllonitisierte Gesteine des Silvretta- bzw. Ötztalkristallins; möglicherweise verstecken sich freilich noch progressiv metamorphe Anteile darin.

Ob diese Gliederung gegen Westen weiterverfolgt werden kann, wurde noch nicht überprüft. Oberkarbonvorkommen wurden jedoch am Arlberg, im Klostertal und im Montafon (Bartholomäberg und Rellstal) nachgewiesen.

Aufnahmen von A. NOWOTNY (1977) in der Hochedergruppe südlich Telfs lassen erkennen, daß die dort von TH. OHNESORGE (1905) abgegrenzten Phyllite ebenfalls mögliche Äquivalente der Grauwackenzone beinhalten könnten.

Die hier und im vorherigen Abschnitt dargestellten Zonen werden auch in den Kapiteln 3.6.3. und 3.6.4., aber mehr vom Gesichtspunkt des Alters und einer Zugehörigkeit zur Grauwackenzone, besprochen.

Literatur: HAMMER W. 1919; HOERNES S. & PURTSCHELLER F. 1970; NOWOTNY A. 1977; OHNESORGE TH. 1905a; SCHMIDEGG O. 1959.

3.8.3. Geologische Beschreibung der Ötztaler und Stubaier Alpen

3.8.3.1. Interngliederung des Ötztalkristallins

Erste Übersichten über Aufbau und Gliederung des Kristallins erarbeiteten schon im 19. Jahrhundert M. STOTTER, J. TRINKER, A. PICHLER und insbesondere F. TELLER.

Die Geologische Kartierung und erste Gesamtaufnahme im Maßstab 1:75.000 durch W. HAMMER, erstellt in dreißigjähriger Tätigkeit, bildet in weiten Teilen noch die Hauptgrundlage für weitergehende Detailarbeiten; sie hat in den Grundzügen ihre Gültigkeit bis heute nicht eingebüßt. Die Tätigkeit W. HAMMERs erstreckte sich auch auf den italienischen Anteil, dokumentiert durch die geologischen Kartenblätter 1:100.000 Passo di Resia und Merano, gemeinsam mit B. SANDER; letzteres Blatt ist erst vor kurzem durch eine Neuaufnahme unter B. ZANETTIN ersetzt worden.

Zahlreiche Neuergebnisse sowohl über die Großstrukturen des Internbaus („Schlingentektonik") wie über ungezählte Details des Gefüges, der Petrographie und stratigraphische Probleme in den Sedimentauflagen erbrachten die ausgedehnten Studien O. SCHMIDEGGs, der direkt auf den Arbeiten W. HAMMERs weiterbaute.

Arbeitsgruppen der Innsbrucker Universität (F. PURTSCHELLER, S. HOERNES, E. HOFFER, G. HOINKES u. a.) und von deutschen Universitäten (K. SCHMIDT u. a.) vervollständigten in den letzten Jahren das Bild durch petrographisch-petrologische und gefügekundliche Detailstudien. Radiometrische Altersbestimmungen (Gesamtgesteinsalter und Glimmeralter) erlauben jetzt auch die zeitliche Einordnung der komplizierten Kristallingenese. F. KERNER begann schon am Ende des 19. Jahrhunderts mit Versuchen der Gliederung der Sedimente im Bereich der Brennerfurche, wobei die Grundlage für die heute geltende Stratigraphie gelegt wurde. H. KÜBLER & W. E. MÜLLER und insbesondere O. SCHMIDEGG lieferten in Detailstudien dann die stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse, auf denen die heutigen Erkenntnisse basieren.

In bezug auf die stoffliche Zusammensetzung, den Großbau und die Internstruktur ist das Ötz-Stubai-Kristallin mit dem Silvrettakristallin nahe verwandt und in vielem vergleichbar. Besonders die Übereinstimmung in den Großstrukturen ist evident.

Der Nordteil ist charakterisiert durch flache Achsen und weitdurchstreichende Ost-West verlaufende Gesteinszüge; der Südteil wird geprägt durch großartige Schlingentektonik. Kontrolliert durch dünne Orthogneis- oder Glimmerschieferbänder, lassen sich diese steilstehenden Faltenzüge über Zehner von Kilometern verfolgen. Als Erklärung des Phänomens „Schlingentektonik" erscheint die Deutung tangentialer Durchbewegung bereits relativ steilstehender Serien am wahrscheinlichsten.

Die Hauptprägung des Kristallins (Hauptgefügeprägung, Schlingentektonik) geschah während der variszischen Orogenese. Eine Überprägung in altalpidischer Zeit (Oberkreide) durch eine eher statische Metamorphose belegt die sogenannte „Schneeberger Kristallisation" in den Serien des Schneebergerzuges, die auch weit in das Altkristallin hineinwirkte.

Im Gegensatz zum vollständig auf jüngeren Serien schwimmenden Silvrettakristallin bewirkte die jungalpidische Deckenstapelung keine vollständige Entwurzelung des Ötz-Stubai-Kristallins. Entlang der Ost- und Westbegrenzung tauchen andere tektonische Elemente darunter hinein, im Süden jedoch reicht dieses Altkristallin ohne Unterbrechung bis an die Periadriatische Naht.

Außer der Überschiebungstektonik sind jungalpidisch nur bruchtektonische Auswirkungen (Mylonitisierung, Mineralumbildungen an Störungszonen) innerhalb des Kristallins zu verspüren.

Die Hauptmasse der Gesteine stellen, wie in der Silvretta, diverse Schiefergneistypen (Biotitplagioklasgneise) und damit vergesellschaftete mineralreiche Glimmerschiefer. Im Gegensatz zum Silvrettakristallin, wo die mächtigen und weitverbreiteten Amphibolite in der Gesamtmasse als metamorphe Abkömmlinge von Mergeln und Tuffiten gedeutet werden, erweisen zahlreiche Untersuchungen einen Verband von Para- und Orthoamphiboliten im mittleren Ötztal. Die in der (mit dem unglücklich gewählten Namen) „Wechselserie" vorliegenden Amphibolite dürften ehemalige Tuffe und Tuffite darstellen; hangend und liegend dieser Serien schließen Vorkommen von Orthoamphiboliten an, die mit Peridotiten, Eklogiten und diablastischen Granatamphiboliten vergesellschaftet sind.

Innerhalb der sauren bis intermediären Orthogesteine besteht eine ziemlich weite Streuung im Chemismus: von Biotitgranitgneis, zweiglimmerigen Augen- und Flasergneisen, Muskowitgranitgneis und Aplit über Tonalit- und Dioritgneis bis Granodioritgneis.

Mit dem „Winnebachgranit" und ähnlichen Typen tritt im Ötz-Stubai-Kristallin ein dem Mönchalpgranit der Silvrettagruppe äquivalentes und vergleichbares Gestein auf. Da die Grenzen zu den umgebenden Schiefergneisen diskordant

und diffus sind, ein migmatitisches Gefüge mit zahlreichen Gneisschollen vorliegt und in der Regel keine postkristalline Deformation und Schieferung nachzuweisen ist, handelt es sich bei diesem Gesteinstyp um einen jüngeren, freilich noch variszischen Anatexit. Charakteristisch sind die schon makroskopisch auffälligen, dunkelgrünen, idiomorphen Einschlüsse, die sich mikroskopisch als Pseudomorphosen nach Cordierit erweisen.

Literatur: BAUMANN M. et al. 1967; DRONG H. J. 1959; HAMMER W. 1929; HOERNES S. & HOFFER E. 1973; HOINKES G. et al. 1972; PURTSCHELLER F. 1967a, b, 1969, 1971; SCHMIDEGG O. 1936, 1964; SCHMIDT K. 1965.

3.8.3.2. Westrand: Bereich Unterengadin

Entlang des gesamten Westrandes grenzt die tektonische Linie der Schlinigüberschiebung die Kristallinmasse des Ötztalkomplexes gegen die unterlagernden Serien ab. Diese Überschiebung – je nach Deutung der Bewegungsmechanik eine Unter- oder Aufschiebung – bewegte die Kristallinmasse in einer sehr jungen (tertiären) Bewegungsphase etwa 20 km in West- bis Nordwest-Richtung (Ausgleich einer Ost-West-Einengung). Die Bewegungsweite beweisen zahlreiche isolierte Kristallinschollen auf dem Mesozoikum der Engadiner Dolomiten und die Fenster von Rojen und des Jaggl (Endkopf), die Bewegungsrichtung belegen junge Nord-Süd-Querstrukturen in den überschobenen Sedimenten. Die Schlinigüberschiebung interferiert regional und wahrscheinlich auch zeitlich mit der „Engadiner Linie". Dieses Lineament – eine Linksseitenverschiebung mit einem Verschiebungsbetrag des östlichen Flügels bis 15 km nach Norden – wird im Süden bereits im Bergell wirksam, bildet auf weite Strecken die Grenze zwischen Engadiner Dolomiten und schweizerischem Silvretta-Kristallin und vereinigt sich etwa nördlich Nauders mit der Schlinigüberschiebung.

Die Sedimentaufbrüche innerhalb des Kristallins bei Rojen (südwestlich des Reschenpasses) wurden schon lange als Äquivalente der Engadiner Dolomiten erkannt und anerkannt. Die Fensternatur des Permomesozoikums mit dem dazugehörigen Plawennkristallin im Stock des Jaggl östlich des Reschenstausees war lange in Diskussion. Schon W. HAMMER (1911) dachte an eine solche Möglichkeit. Seit den Arbeiten von W. HESS (1962), D. RICHTER & U. ZINKERNAGEL (1975) und M. THÖNI (1973) kann kaum mehr daran gezweifelt werden, daß der Jaggl ein Fenster der überschobenen Scarl-Sesvenna-Einheit darstellt.

Die Sedimentscholle des Piz Lad südwestlich Nauders mit einem Schichtumfang von Alpinem Verrucano bis Hauptdolomit erweist sich daher, obwohl auch an der Basis etwas abgeschuppt, als einziger Rest der Sedimentbedeckung des Ötztalkristallins im Westen (vgl. Abb. 93).

Das Südwesteck der Ötztaler Masse bietet auch den Schlüssel zur Beantwortung der Frage, ob und wie die großen Kristallinblöcke Silvretta und Ötztal zusammenhängen. Für die Schlinigüberschiebung ist zwar eine Bewegungsweite von ca. 20 km nach Westen nachgewiesen; diese tektonische Fläche läuft aber nach Einbiegen in den Vintschgau bei Mals aus und läßt sich nicht, wie von zahlreichen früheren Autoren vermutet, weiter nach Osten verfolgen. Ötztal- und Sesvennakristallin (Münstertal) lassen sich also über den Vintschgau zu einer zusammengehörigen Einheit verbinden. Als sogenannter „Oberer Gneiszug" taucht Sesvennakristallin als Basis der Engadiner Dolomiten direkt im Hangenden der Engadinerfenster-Serien vom Südende des Fensters bis etwa nördlich Nauders auf.

J. CADISCH, H. EUGSTER und E. WENK nehmen den Zusammenhang zwischen Silvrettakristallin und Münstertaler Kristallin über das Engadiner Lineament hinweg als nachgewiesen an und damit auch den ursprünglichen Zusammenhang zwischen Silvretta-, Sesvenna- und Ötztalkristallin als einheitlichem Block. R. TRÜMPY (1972) macht aber in bezug auf diese Frage auf einige Probleme aufmerksam, die seiner Meinung nach noch nicht gelöst sind, und möchte das Sesvennakristallin tiefer als das Silvrettakristallin einordnen.

Die Lösung dieser Frage hat nicht nur Auswirkungen auf die Einordnung und Stellung der Kristallinblöcke, sondern könnte auch einen Beitrag zur Abklärung der verschiedenen Ansichten von Ost- und Westalpengeologen bei der tektonischen Zuordnung zu Unter-, Mittel- oder Oberostalpin darstellen.

Literatur: CADISCH J. 1968; HAMMER W. 1911; HESS W. 1962; RICHTER D. & ZINKERNAGEL U. 1975; SCHMID S. 1973; THÖNI M. 1973; TRÜMPY R. 1972a.

3.8.3.3. Nordrand: Bereich Arzl – Innsbruck

Im großregionalen Kartenbild (s. Abb. 88) fällt sofort das gegen Norden bogenförmige Vorpreschen des Ötz-Stubai-Kristallins gegenüber der Silvrettaeinheit auf.

Im Bereich Kaunertal-Arzl im Pitztal tauchen nördlich des Engadiner Fensters ein schmaler Streifen steilstehenden Silvrettakristallins, die Sedimente der Zone von Puschlin, Phyllitgneise und der Landecker Quarzphyllit nach Osten un-

ter die relativ steilstehende Aufschiebung des Ötztalkristallins hinein (s. auch Kap. 3.8.2.4.). Diese tektonische Linie, quer über mehrere Einheiten hinweg, stellt das Ergebnis aus der Interferenz des Engadiner Lineaments mit der Schlinigüberschiebung, überprägt durch einen letzten, sehr jungen Nordvorschub des gesamten Ötz-Stubaiblockes, dar. Dabei wurden wahrscheinlich bis auf einen kleinen Rest Quarzphyllit und Grauwackenzonenäquivalente überwältigt. Wie schon in Kap. 3.8.2.4. beschrieben, könnten allerdings Teile der von TH. OHNESORGE (1905) südlich Telfs auskartierten Phyllite und Phyllitgneise auch Grauwackenzonenäquivalente beinhalten (A. NOWOTNY, 1977).

Wie der heutige Verlauf der Grenze Kalkalpen/Kristallin und damit des Inntals zwischen Arzl im Pitztal und Telfs entscheidend durch das Einschwenken eines Astes des Engadiner Lineaments geprägt und vorgegeben wurde, so ist auch der Ostflügel des bogenförmigen Vorstoßes zwischen Telfs und Innsbruck bruchtektonisch bedingt; die die Brennerfurche vorzeichnende Silltalstörung biegt ab dem Ausgang des Stubaitales nach Nordwesten und damit in das Inntal ein.

Literatur: HAMMER W. 1919; NOWOTNY A. 1977; OHNESORGE TH. 1905; SCHMIDEGG O. 1959.

3.8.3.4. Ostrand: Brennermesozoikum s. l., Steinacher Decke

Die Geologie im Bereich der Brennerfurche bildet in ihrer tektonischen und stratigraphischen Kompliziertheit eine Schlüsselstelle für die Deutung der Geologie der Ostalpen. Nach TERMIERs Erkenntnis des Auftauchens penninischer (westalpiner) Serien in den Tauern setzte von diesem Punkt aus die Bearbeitung der Ostalpen aus dem Blickwinkel weiträumiger Überschiebungen und komplexer Deckengebäude ein. Letztlich liegt hier der Ausgangspunkt unserer heute gültigen Erkenntnisse und Vorstellungen über den Bau der Ostalpen; Abb. 89 gibt eine Übersicht.

Jahrzehntelange, mühevolle tektonische und stratigraphische Detailaufnahmen zahlreicher Forscher, insbesondere von O. SCHMIDEGG, ermöglichen uns jetzt erst einen gewissen abgeschlossenen Überblick über die Probleme dieses Alpenabschnittes.

Vorgezeichnet wird die Brennerfurche durch die Bruchlinie der Silltalstörung. Von Norden her bis Matrei am Brenner trennt sie Innsbrukker Quarzphyllit und Stubaikristallin mit einer mächtigen Mylonitzone. Die Gneise und Phyllite wurden dabei so vollständig mylonitisiert und zu Ton verrieben, daß sie als Ziegelrohstoffe in der Tongrube bei der Stefansbrücke abgebaut werden. Südlich Matrei vereinigt sich die Silltallinie mit der Überschiebungsfläche des Ostalpins im Bereich der abtauchenden penninischen Tauernschieferhülle.

Das Brennermesozoikum s. l. teilt sich in das auf Kristallin transgredierende Brennermesozoikum s. str. und in die Blaserdecke; darüber liegt die aus Kristallin und Paläozoikum bestehende Steinacher Decke.

Brennermesozoikum (s. str.)

Abgesehen von der kleinen Scholle des Piz Lad im Westen bei Nauders (s. Kap. 3.8.3.2.), blieb nur entlang dieser Nord-Süd-Furche die primäre sedimentäre Bedeckung des Ötz-Stubai-Altkristallins in den morphologisch sich stark von der Umgebung abhebenden Stöcken der Kalkkögel, der Serles und des Tribulaun erhalten. Dazu kommen noch mehrere kleine, isolierte Vorkommen auf italienischem Gebiet, wie z. B. Telfer Weiße, Schneeberg und Mauls.

Die Schichtfolge reicht vom Permoskyth bis in den Oberjura (ev. Neokom), wobei jedoch die genaue Einstufung besonders der Juraschichtglieder infolge Fossilarmut und metamorpher Umprägung nur aus dem Vergleich mit analogen Serien möglich ist (vgl. Abb. 93). Eine Grobgliederung ist an manchen Stellen teilweise schon aus der Morphologie ableitbar.

Über einer nur stellenweise erhaltenen Basisserie von Quarzkonglomeraten, Arkosen und Quarziten des Permoskyth (Alpiner Verrucano) und dünnschiefrigen Dolomiten und Tonschiefern des Anis (?) baut sich der bis zu 400 m mächtige „Untere Dolomit" (ladinischer Wettersteindolomit) auf. Nach einem Band aus Raibler Schichten folgt darüber der etwa doppelt so mächtige „Obere Dolomit" (norischer „Hauptdolomit"). Eine reichgegliederte, unruhigere Morphologie oberhalb der ungegliederten Steilwände des Oberen Dolomits charakterisiert die Verbreitung des Rhät-Jurakomplexes, der meist unter dem Sammelbegriff „Metamorpher Kalkkomplex" (H. KÜBLER & E. MÜLLER) zusammengefaßt wurde. Eine Detailgliederung wird dabei durch die starke tektonische Beanspruchung – ausgewälzte liegende Falten und Verschuppung mit liegenden und hangenden Serien – sehr erschwert.

Das Brennermesozoikum s. str. insgesamt zeigt eine von Norden nach Süden zunehmende Metamorphose, die sich besonders in der zunehmenden Umkristallisation des Raibler Schieferbandes äußert, und zwar von einzelnen im Ton-

schiefer aufsprossenden Biotiten im Norden bis zu glimmerschieferartigen Bändern in der Telfer Weiße nördlich Sterzing, wie auch in „Metamorphen Kalkkomplexen". Radiometrische Altersbestimmungen an Biotiten dieser Serien, die Biotitabkühlungsalter von ca. 80 Mio. J. erbrachten, belegten damit die Gleichzeitigkeit der letzten Metamorphose von Schneebergerzug und Brennermesozoikum s. str. und *keinen* Zusammenhang mit der oligozänen Tauernmetamorphose (s. auch Kap. 3.8.3.5.).

Blaser Decke

Schon F. KERNER erkannte, daß in der Serlesgruppe über dem „Metamorphen Kalkkomplex" tektonisch zwar stark beanspruchte, aber nicht metamorphe Schichtfolgen verbreitet sind. Kartierungen O. SCHMIDEGGs führten dann zur Zusammenfassung dieser Serien in einer eigenen Decke – der Blaser Decke. Detailaufnahmen in den letzten Jahren durch J. GEYSSANT bestätigten und verfeinerten diesen Befund. Die Schichtfolge dieser Decke (vgl. Abb. 93) umfaßt Hauptdolomit, Kössener Schichten, Liaskalk, Oberjuraradiolarite, Oberjurakalke und neokome Flaserkalke. Die Hauptmasse stellt ein stark grusig zerfallender Hauptdolomit in den Hängen und dem Almgebiet nördlich und nordwestlich Trins; Rhätolias der Blaserdecke baut den Grat südlich des Serlesgipfels auf. Oberjuraschichtglieder sind auch in den Hängen südlich Trins, als schmale Linsen zwischen Brennermesozoikum und Steinacher Decke eingeklemmt, nachgewiesen worden, und zwar ausgehend vom schon bei H. KÜBLER & E. MÜLLER beschriebenen, nicht metamorphen Jura des Mulischrofen nach Osten bis südlich Steinach am Brenner.

Vorkommen von Oberkarbon in direktem Verband mit Serien der Blaser Decke legen die Vermutung nahe, daß die im Anschluß beschriebene Steinacher Decke das ursprünglich Liegende und damit den Träger der Blaser Decke darstellen könnte.

Aufgrund der Faziesunterschiede und des unterschiedlichen Metamorphosegrades werden die Serien des Brennermesozoikums s. str. paläogeographisch mit dem zentralalpinen (tektonisch mittelostalpin), die Serien der Blaser Decke mit dem kalkalpinen Mesozoikum (tektonisch oberostalpin) parallelisiert. Ebenso aus faziellen Überlegungen hält J. GEYSSANT die sogenannte „Pfriemes Scholle" an der Nordbasis der Kalkkögel (Mitteltrias–Partnachschichten) für eine unter zentralalpines Brennermesozoikum eingewickelte, kalkalpine Schuppe.

Steinacher Decke

Über Brennermesozoikum und Serien der Blaser Decke und mit diesen intensiv verschuppt, legt sich südlich des Gschnitztales, bis zum Pflerschtal reichend, eine Decke mit mächtigem Quarzphyllit.

In diesen Quarzphyllit eingeschlossen, treten an zahlreichen Stellen Linsen von Eisendolomit auf, deren zeitliche Einstufung bis jetzt noch nicht gelungen ist.

Das Hangende des Phyllitkomplexes bilden Quarzkonglomerate, die am Nößlacher Joch durch pflanzenfossilführende Steinkohlen-(Anthrazit-)Flöze zeitlich eindeutig als Oberkarbon fixiert sind. Die Anthrazitflöze wurden zeitweilig bergbaumäßig beschürft und abgebaut.

Da weiter im Süden keine mit dem Steinacher Quarzphyllit vergleichbaren Serien mehr aufzufinden sind, ist die tektonische Herkunft der Steinacher Decke nicht ganz geklärt.

In der Deutung als ehemaliger Träger der Blaser Decken Sedimente ist einer Zuordnung als zurückgebliebene Basis der Nördlichen Kalkalpen und damit als Äquivalent der Grauwackenzone eine große Wahrscheinlichkeit nicht abzusprechen.

Literatur: GEYSSANT J. 1968, 1970, 1973a, b, 1974; KÜBLER H. & MÜLLER E. 1962; MIGNON K. 1970; PREY S. 1977c; SCHMIDEGG O. 1949, 1953, 1954, 1956.

3.8.3.5. Südrand: Schneeberger Zug, Bereich Vintschgau

Im Gegensatz zum Silvrettakristallin erweist es sich beim Ötz-Stubai-Kristallin als schwierig, eine genau definierte Südgrenze festzulegen. Wie schon im Kap. 3.8.3.2. ausgeführt, lassen sich einerseits zwischen der Nord- und Südseite des Vintschgaues keine gravierenden Trennlinien innerhalb des Kristallins konstruieren, andererseits verbinden sich die Serien nördlich und südlich des Schneeberger Zuges um dessen Westende herum; das heißt, daß der Kristallinblock zwar, im Osten und Westen auf jüngeren Serien schwimmend, stark ausgedünnt ausstreicht, im Süden aber direkt bis an die Periadriatische Naht (Nord-Südalpengrenze) heranreicht.

Über die schmale Kristallinzone bei Mauls (südöstlich Sterzing) besteht südlich der Tauern ein direkter Zusammenhang mit dem Altkristallin der Deferegger Alpen und damit mit dem ausgedehnten Altkristallin der östlichen Ostalpen.

Schneeberger Zug

Der im Stoffbestand sich auffällig vom sonst uniformen Habitus des Altkristallins unterscheidende Zug zwischen Sterzing im Osten und der Texelgruppe im Westen baut sich in der Hauptsache aus grobkristallinen Granatglimmerschie-

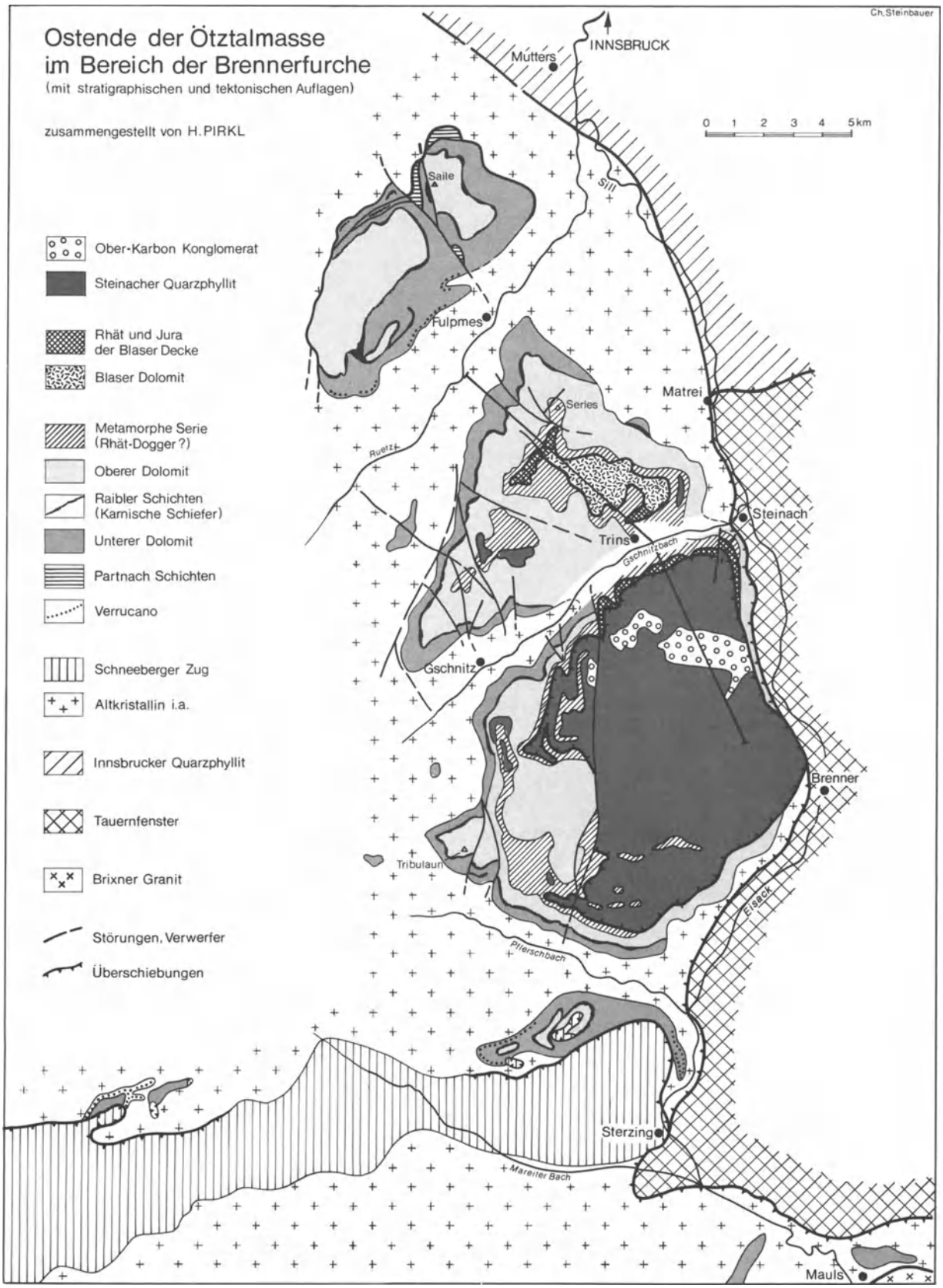


Abb. 89. Das Ostende der Ötztalmasse im Bereich der Brennerfurche

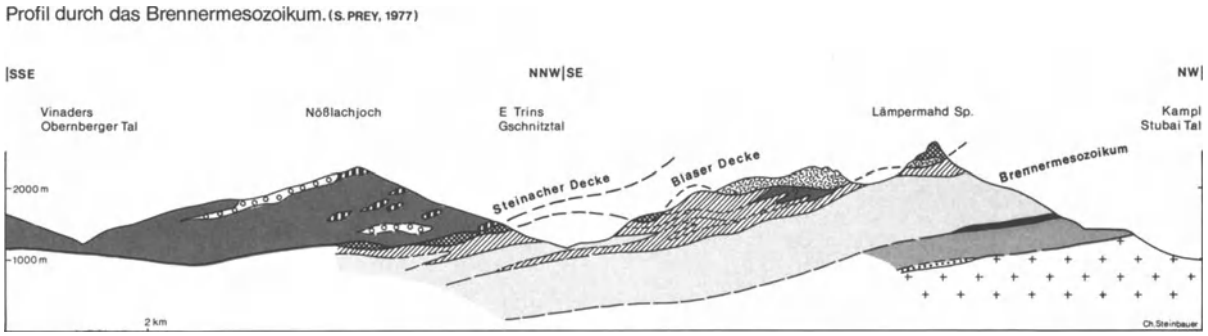


Abb. 90. Profil durch das Brennermesozoikum nach S. PREY, 1977 (Legende siehe Abb. 89)

fern, Hornblendegarbenschiefern, Kalkglimmerschiefern, Marmoren und randlich Quarziten auf.

Das Westende in der Texelgruppe ist, wie schon in der regionalen Großstruktur, aber auch im meßbaren Gefüge deutlich wird, in die Schlingentektonik eingebaut. Der Ostteil hebt, geprägt durch flache Achsen, bei Sterzing aus. Im Querschnitt zeigt sich das Bild eines enggefalteten Synklinoriums. Die Kristallisation erfolgte syn- bis postkinematisch und dürfte wahrscheinlich einaktig sein. Infolge Kristallisationsüberprägung des Südrandes vermitteln Biotitporphyroblastenschiefer zu der südlich folgenden, marmorreichen Laaser-Serie und lassen damit den Übergang fließend erscheinen.

Radiometrische Altersbestimmungen an Gesteinen des Schneeberger Zuges durch M. SATIR (1975) mit dem Ergebnis von Biotitabkühlungsaltern um 80 Mio. J. fixieren die letzte Kristallisation des Schneeberger Zuges damit in der Zeit vor der höheren Oberkreide. Ein Zusammenhang mit der tertiären „Tauernkristallisation" ist dadurch nicht mehr gegeben. Sekundäre Beeinflussungen durch diese Tauernkristallisation sind nicht einmal im Gebiet von Sterzing, wo Tauernschieferhülle und Schneeberger Zug ganz knapp aneinander grenzen, nachzuweisen.

Diese „Schneeberger Kristallisation" wirkte sich auch im anschließenden Altkristallin und in dessen auflagernden Sedimenten (Brennermesozoikum) durch Verjüngung und Mischalter in den Glimmern des Kristallins und starke Metamorphose der Sedimente, besonders der Tonschiefer, aus.

In Zusammenfassung der bisherigen Untersuchungsergebnisse dürfte folgende Deutung derzeit am wahrscheinlichsten sein:

Die Gesteine des Schneeberger Zuges stellen eine paläozoische Sedimentauflage auf dem Kristallin dar, welche sowohl bereits die variszische Gefügeprägung mitmachte, als auch eine Kristallisation durch die Metamorphose zur Kreidezeit aufgeprägt bekam. Die jungalpidischen Bewegungen wirkten sich nur durch randliche Aufschiebungen aus.

Ob ein direkter oder indirekter, tektonischer oder stratigraphischer Zusammenhang mit der zwischen Schnals- und Matschertal auf Phyllitgneise aufgeschobenen Matscherdecke (marmorreiche, pegmatitführende Glimmerschiefer) vorhanden ist, scheint noch nicht vollständig geklärt.

Literatur: DAL PIAZ G. B. 1969; SANDER B. 1929; SATIR M. 1975; SCHMIDEGG O. 1936; SCHMIDT K. 1965; ZANETTIN B. 1970, 1971.

3.8.4. Genese (Metamorphosegeschichte, Tektonik)

Von den Ergebnissen der vorliegenden radiometrischen Altersbestimmungen ausgehend, entwickelten B. GRAUERT für die Silvretta und M. SATIR für die Ötztaler Alpen einen für das Gesamtbild sehr wahrscheinlichen Geneseablauf. F. PURTSCHELLER kam aus der Zusammenschau der besonders im Ötz-Stubai-Kristallin komplizierten petrographisch-petrogenetischen Daten zu einer sehr ähnlichen Sicht. Die Tabelle (Abb. 92) und Abb. 91 stellen hauptsächlich eine Kompilation der Ergebnisse der oben angeführten Autoren dar.

Ausgehend von den in den speziellen Kapiteln schon angeführten Gründen ist der primäre Zusammenhang der beiden Kristallinkomplexe sehr wahrscheinlich, daher muß auch ihre Geschichte vergleichbar sein.

In den Paragneisen, die ihre erste metamorphe

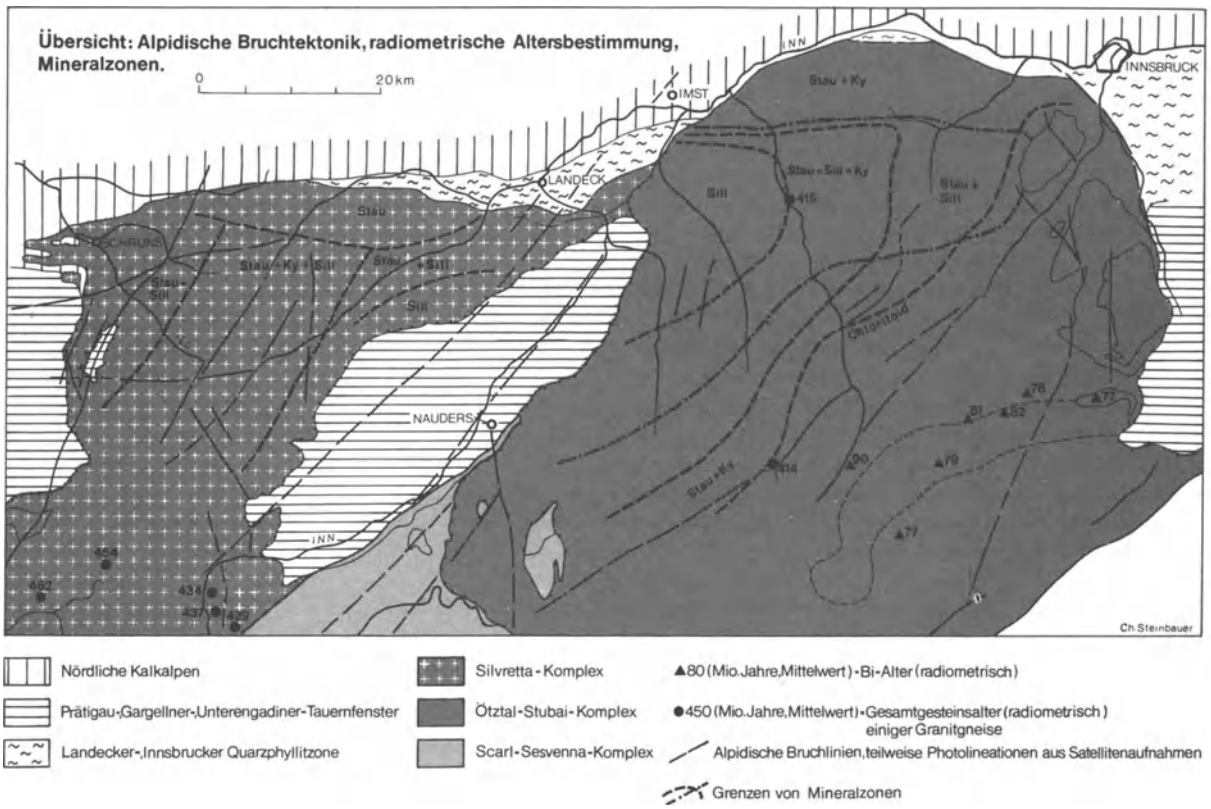


Abb. 91. Alpidische Bruchtektonik, radiometrische Altersbestimmungen und Mineralzonen in den westlichen Zentralalpen (*Stau* Staurolith, *Sill* Sillimanit, *Ky* Disthen)

Prägung kaledonisch erhielten, sind Zirkone erhalten, deren primäres Kristallisationsalter in das Präkambrium zurückweist. Gesamtgesteinsalter an granitischen bis intermediären Gneisen ergeben für Intrusion oder Anatexis eine Einordnung in den kaledonischen Zyklus.

Regionale Metamorphose, Hauptgefügeprägung einschließlich Schlingentektonik erfolgten im variszischen Zyklus. Anhand petrographischer Untersuchungen der Schiefergneise und Glimmerschiefer auf Verbreitung der Minerale Staurolith, Disthen und Sillimanit lassen sich verschiedene pt-Bereiche, die quer über die Strukturen zu verfolgen sind, ausscheiden.

Die Funde von Geröllen diaphthoritischer Gneise und Glimmerschiefer in den Oberkarbonkonglomeraten der Steinacher Decke und des Bartholomäberges (Montafon) belegen eine regionale Diaphthorese im Spätvariszikum.

Während der Oberkreide (80 Mio. J. Biotitalter) wurden das südöstliche Ötz-Stubaikristallin und wahrscheinlich auch Teile des südlichen Silvrettakristallins von einem weiteren Metamorphoseereignis erfaßt, das die sogenannte „Schneeberger Kristallisation" des Schneeberger Zuges bedingte und sich noch weit nach Norden im Kristallin durch die Überprägung älterer Mineralzonen durch eine Chloritoidzone auswirkte.

Jungalpidische Bewegungen wirkten sich nur durch Diaphthorese oder Umkristallisation entlang von Bruchzonen und Überschiebungsflächen aus.

Literatur: BERTLE H. 1972; GRAUERT B. 1969; HARRE W. et al. 1968; HOERNES S. 1971; HOINKES G. et al. 1972; MILLER D. S. et al. 1967; PURTSCHELLER F. 1967a, b, 1969, 1971; SATIR M. 1975; SCHMIDEGG O. 1964; SCHMIDT K. et al. 1967.

3.8.5. Hinweise zur alpidischen Bruchtektonik

Innerhalb der beiden Kristallinblöcke beschränkt sich die alpidische Tektonik im allgemeinen auf steilstehende Störungen und Verwerfungen. Einzelne Störungen wurden durch Kartierungser-



Abb. 92. Überblick über die Geschichte der westlichen Zentralalpen

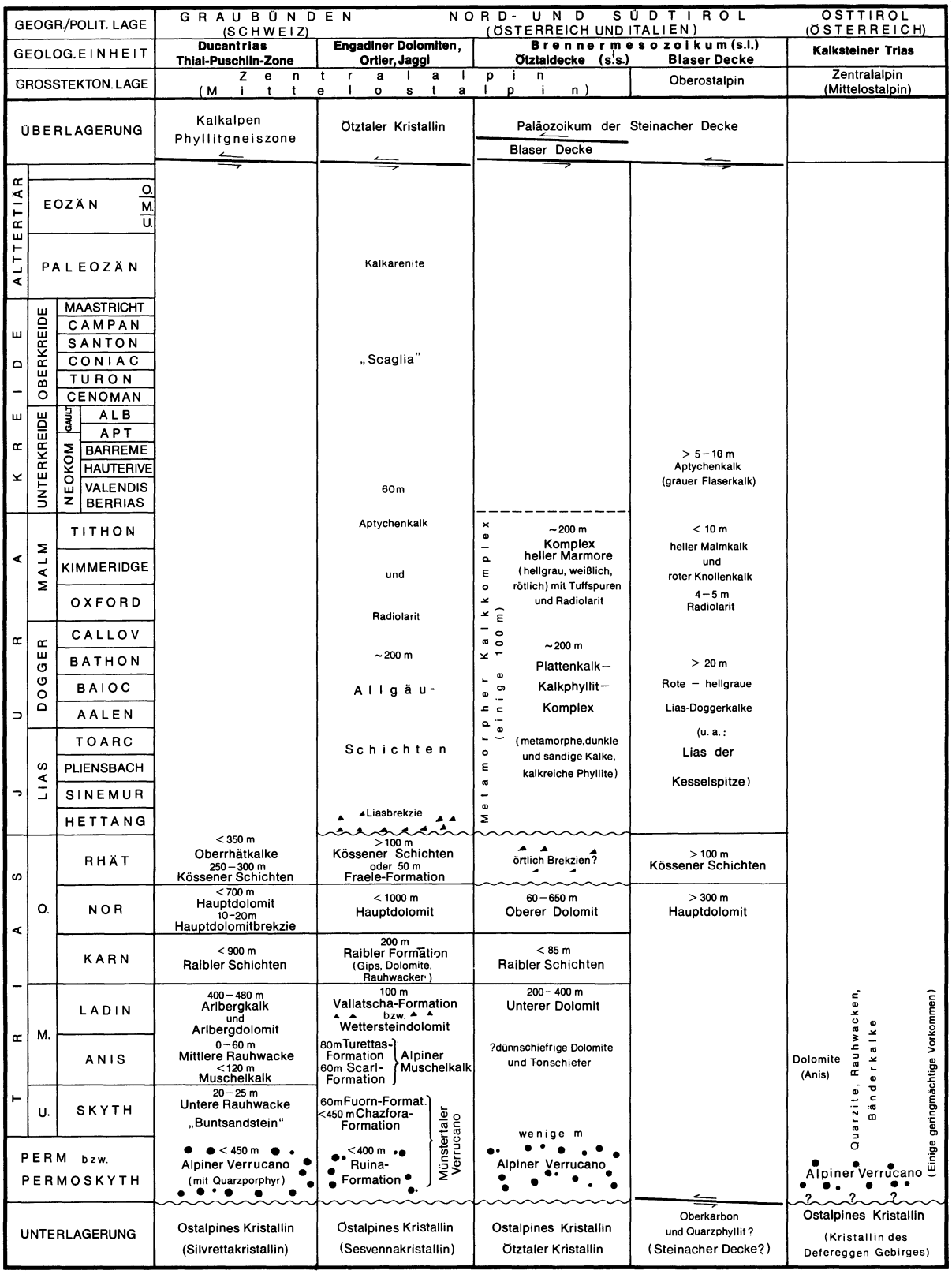


Abb. 93. Permomesozoikum und Paleozän in den zentralen Ostalpen: Zentralalpin (Mittelostalpin) und Oberostalpin, westlicher Teil (zusammengestellt von WOLFGANG SCHNABEL)

gebnisse bekannt; das Gesamtstörungsmuster läßt sich aber erst jetzt so richtig überschauen, nachdem der Geologie mit Satellitenaufnahmen ein Hilfsmittel in die Hand gegeben wurde, das mit einem Blick die Übersicht über weitdurchstreichende Großkluft- und Störungssysteme, quer über verschiedene Zonen hinweg, erlaubt.

Als beherrschend fällt eine Häufung um die SW-NE Richtung auf – parallel der Aufwölbungsachse des Engadiner Fensters – wie z. B. Gargellenstörung, Engadiner Lineament (Linksseitenverschiebung mit 5–15 km Verschiebungsbetrag), die parallel laufende Loisachstörung und das Störungssystem Matschertal – Stubaital. Bemerkenswert erscheint, daß ihre Streichrichtung von NNE in der westlichen Silvretta über NE im Engadin auf ENE im Ötztal-Stubaibereich umzuschwenken scheint. Störungsrichtungen NW-SE, E-W und N-S sind im gesamten Bereich zu finden, aber nur über weit kürzere Strecken durchzuverfolgen als die SW-NE Richtung!

Literatur: BERTLE H. 1970; TOLLMANN A. 1977a.

3.8.6. Hinweise zum Problem des Bimssteins von Köfels

Ein Problem, das immer wieder zu Bearbeitungen und Spekulationen Anlaß bot, sind die Bimssteinfunde in der Bergsturzmasse von Köfels und des Maurachriegels, der südlich Umhausen das Ötztal absperrt. Zwei Vorstellungen der Deutung stehen sich seit langem gegenüber: Die eine Meinung führt die Bildung des Bimssteins auf vulkanische Vorgänge zurück, die auch den Bergsturz auslösten, die andere versucht das Phänomen mit einem Meteoriteneinschlag zu erklären. G. KURAT & W. RICHTER fanden 1971 aufgrund petrologischer Untersuchungen Hinweise auf Impaktminerale. Eine neue Erklärung der Bimssteinentstehung als Aufschmelzung durch Reibungswärme an den Gleitflächen des Bergsturzes wird in letzter Zeit diskutiert.

Literatur: AMPFERER O. 1939; ERISMANN TH. et al. 1977; KURAT G. & RICHTER W. 1971; SUESS F. E. 1934.

3.9. Die östlichen Zentralalpen (südlich der Hohen Tauern und östlich der Katschberg-Linie)

3.9.1. Begriffsbestimmung

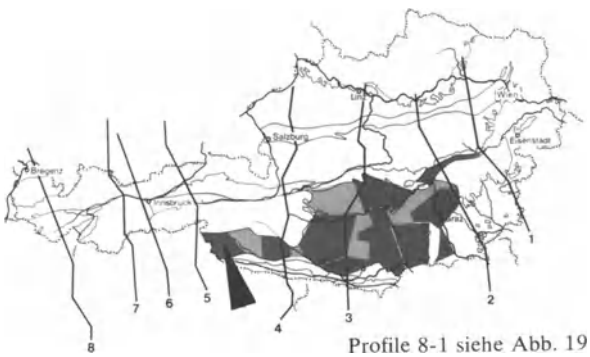
Die östlichen Zentralalpen bestehen im geographischen Sinn aus den Gebirgen östlich der Brennerlinie. Der geologische Begriff bezieht sich auf die Kristallinareale der ostalpinen Deckeneinheiten und auf deren fossilführende paläozoische, mesozoische und paläogene Auflagerungen. Er umfaßt folgende Landschaften: Deferegger Alpen, Schobergruppe, Kreuzeckgruppe, Goldeckgruppe, Gurktaler Alpen, Schladminger Tauern, Wölzer Tauern, Seckauer Tauern, das Kristallingebiet bei Villach, Saualpe, Koralpe, Stubalpe, Gleinalpe, Rennfeld, das Bergland um Graz und den Troiseck-Floningzug. Das Gailtalkristallin und die Grauwackenzone gehören ebenfalls dazu, werden aber in anderen Abschnitten besprochen. Die Definition schließt die penninisch-unterostalpinen Fenster aus.

Alle Einheiten der östlichen Zentralalpen sind metamorph, mit Ausnahme der Sedimente von Krappfeld, St. Paul und Kainach. Das Altkristallin ist sicher polymetamorph, die Grauwackenzone mit großer Wahrscheinlichkeit.

Die Beweise für eine kaledonische Metamorphose sind noch spärlich (vgl. Kapitel 1.1.), doch könnten ihr u. a. die Eklogite im Kor- und Saualpenkristallin zugeschrieben werden, vorausgesetzt, daß spätere retrograde Umwandlungen eindeutig variszisch sind. Während der variszischen Metamorphose wurden Bedingungen der Amphibolitfazies erreicht, doch kristallisierten große Komplexe nur in Grünschieferfazies oder sind anchimetamorph. Die alpidische Metamorphose war in den östlichen Zentralalpen ebenfalls unterschiedlich stark wirksam (Grünschiefer- bis Amphibolitfazies). Die Kenntnis über die Ausdehnung der Gebiete, die von ihr erfaßt worden sind, konnte anhand von radiometrischen Glimmerdaten wesentlich erweitert werden. Ihre Wirksamkeit war vielleicht oft nur eine thermische. Alpidische Gefügeprägungen lassen sich (derzeit) mitunter schwer von älteren abtrennen.

3.9.2. Die Deferegger Alpen

Von JULIAN PISTOTNIK



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Die Deferegger Alpen zwischen der Rieserfernergruppe im Westen und dem Iseltal im Osten, im Süden durch das Pustertal, im Norden durch das Virgental begrenzt, gehören (mit Ausnahme eines schmalen penninisch-unterostalpinen Randstreifens an der Südseite des Virgentales) dem ostalpinen Kristallin (mit auflagerndem schwächer metamorphem Paläozoikum) südlich des Tauernfensters an. Während nach Westen (Südtirol) und Osten (Schobergruppe) die Gesteinszüge weiterstreichen, ist gegen die nördlich anschließende Matreier Zone des Tauernfenster-Rahmens sowie im Süden durch die Periadriatische Naht (gegen südalpines Paläozoikum) und die Drautalstörung (gegen das Gailtalkristallin und die Lienzer Dolomiten) eine deutliche geologische Grenzziehung möglich.

Die Deferegger Alpen sind ein Hochgebirge

mit Graten und Spitzen, die bis über 3100 m aufsteigen (Keesegg 3173 m, Lasörling 3098 m, Weiße Spitze 2963 m, Gölbner 2943 m). Die reichlich vorhandenen Kare tragen Almen und nordseitig vielfach kleine Firn- oder Eisfeldreste. Bedingt durch die größere Widerstandsfähigkeit der Gesteine, ragt die aus jungem Tonalit bestehende Rieserferner-Gruppe stark vergletschert noch einige hundert Meter darüber hinaus (Hochgall 3436 m). Im Westen entwässern Antholzer und Gsieser Tal über Rienz zum Eisack, nach Osten Virgen- und Defereggental zur Drau. Mit Ausnahme des südlichsten Abschnittes zum Pustertal folgt dieser Wasserscheide die Grenze zwischen Süd- und Osttirol (Italien/Österreich) über den Hochgall und Staller Sattel zum Toblacher Pfannhorn und Markinkele.

Der interne Bau des morphologisch durch das Defereggental, das in seinem West-Ost-Verlauf der Deferegger Störung folgt, in eine Nord- und Südkette gegliederten Gebirges zeigt im Norden eine Glimmerschiefer-Paragneisserie, die die Matreier Zone tektonisch überlagert. In ihrem Südteil ist jungalpidisch der Rieserferner Tonalit intrudiert. Südlich des Defereggentales folgt eine Paragneiszone mit Orthogneis- und (Eklogit-) Amphiboliteinschaltungen, in der lokal zentralalpine Triasreste tektonisch eingeklemmt vorliegen. Im südlichsten Abschnitt gegen das Pustertal wird diese Paragneiszone durch die (wahrscheinlich paläozoischen) Thurntaler Phyllite überlagert.

Die nördliche *Glimmerschiefer-Paragneisserie* besteht in ihren nördlichsten, liegenden Anteilen vorwiegend aus Zweiglimmerschiefern mit Übergängen in Paragneise, die lagige Einschaltungen von meist geringmächtigen Granit- und Augengneisen sowie Amphiboliten aufweisen. Im Randbereich gegen die überschobene Matreier Zone ist Verschuppung mit dieser und damit verbundene Phyllonitisierung zwar nicht allgemein, lokal aber häufig vorhanden. Der mittlere Abschnitt der Serie wird von relativ eintönigen, granatführenden Hellglimmerschiefern gebildet. Darüber folgen weiter südlich mit Übergängen Zweiglimmerschiefer, biotitreiche Paragneise und Biotitschiefer, die reichlich Amphibolite, Marmore und Quarzite sowie (vermutlich paläozoische, R. A. Cliff & D. C. Rex, 1976) Pegmatite enthalten.

Die letztgenannte biotitreiche Folge bildet die Hüllserie des in die Deferegger Alpen reichenden Ostausläufers des *Tonalits* (bis Granodiorits) der Rieserfernergruppe. Dieser jungalpidisch eingedrungene, richtungslos mittelkörnige Plutonit, der den Periadriatischen Intrusiva zugezählt wird, setzt sich aus den wesentlichen Gemengteilen Quarz, zonarem Plagioklas (Kern bis 80%, Rand 35–25% An), Alkalifeldspat, Biotit und Hornblende zusammen. Eine Gesamtgesteins-Isochrone (Rb/Sr) ergab ein Alter von 30 Mio. J. (Oligozän), Abkühlungsalter von Biotiten (Rb/Sr und K/Ar) schwanken zwischen 16 und 32 Mio. J. (S. Borsi et al., 1973; R. A. Cliff & D. C. Rex, 1976; F. P. Sassi et al., 1977). Neben der Aufnahme von Gesteinsschollen aus der Nachbarschaft in den Intrusionskörper bewirkte der Tonalit in den Nebengesteinen einen Kontaktmetamorphosehof mit Hornfels- bis Kinzigitbildung, in dem u. a. Sillimanit, Cordierit, Wollastonit, Andalusit, Grossular, Diopsid, Zoisit und Epidot als Kontaktminerale auftreten (W. Senarclens-Grancy, 1965). Im Zusammenhang mit der Intrusion steht eine reiche, aplitische bis porphyritische Ganggefolgschaft, die sowohl den Tonalit selbst als auch das umgebende Kristallin durchschlägt.

Die südliche *Paragneiszone* wird im Norden von Antholz/Anterselva über den Staller Sattel bis St. Veit durch die Deferegger Störung gegen den Tonalit und seine Hüllserie abgegrenzt; von St. Veit verläuft die Grenze als Überschiebung über die (nördliche) Glimmerschiefer-Paragneisserie gegen Ostsüdosten in das untere Iseltal bei Ainet nordwestlich Lienz und weiter in die anschließende Schobergruppe. Die Hauptmasse der Paragneiszone bilden Biotit-Plagioklas-Gneise bis Glimmerschiefer mit Staurolith, Granat, Disthen und stellenweise Sillimanit. Darin eingelagert treten Marmore, Amphibolite und Eklogite (vergleichbar der südlichen Schobergruppe) sowie Granit- und Augengneiszüge (die auf Südtiroler Seite große Ausdehnung aufweisen) auf. Charakteristisch für diese Paragneiszone ist der Großfaltenbau um mehr oder weniger senkrecht stehende Achsen (Schlingentektonik), der nach der ersten Metamorphose und unter Einbeziehung der Orthogneise erfolgte (O. Schmidegg, 1936, 1937). Radiometrische Datierungen (Rb/Sr) ergaben für die erste Metamorphose mit Staurolith-, Disthen- und Sillimanitbildung 497 ± 38 Mio. J., für die Orthogneise Gesamtgesteinsalter von 434 ± 4 Mio. J., also kaledonische Alterswerte. Datierungen an Biotiten weisen mit Werten um 300 Mio. J. (Rb/Sr) und 224–257 Mio. J. (K/Ar) auf die Abkühlung nach einer variszischen Metamorphose hin (S. Borsi et al., 1973; R. A. Cliff & D. C. Rex, 1977), während jüngere (alpidische) Alterswerte in der südlichen Paragneiszone fehlen.

Im Bereich dieser Zone treten bei Kalkstein und am Staller Sattel *Permotrias*-Reste auf (vgl. Abb. 93, 113), die an steilen tektonischen Trennflächen eingeklemmt vorliegen („Kalksteiner Trias"). Die aus den einzelnen Vorkommen rekonstruierbare Abfolge umfaßt Konglomerate

und Sandsteine (Alpiner Verrucano), Quarzite, Rauhwacken, Bänderkalke und -dolomite sowie fossilführende (Algen) Dolomite des Anis und entspricht in ihrem zentralalpinen Charakter den weiter westlich in Südtirol gelegenen Triasvorkommen der Ötztaldecke (z. B. Mauls/Mules – Stilfes/Stilves).

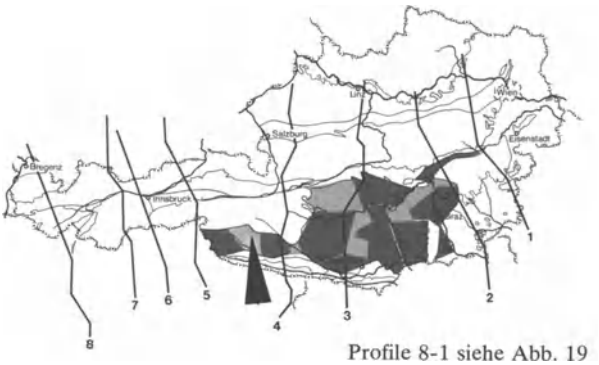
Im Hangenden der Paragneiszone folgen die *Thurntaler Phyllite,* die den südlichsten Abschnitt der Deferegger Alpen einnehmen. Ihre Nordgrenze zieht von nördlich Toblach/Dobbiaco über Innervillgraten, Gabesitten und die Berge nördlich des Pustertales bis Lienz; bei Leisach tauchen an ihrem sonst durch Störungen gebildeten Südrand noch Orthogneise des Untergrundes fensterartig auf. Die Überlagerung der Paragneiszone durch den Thurntaler Komplex wurde vielfach als transgressiv gedeutet (zuletzt F. P. Sassi & A. Zanferrari, 1972), jüngste Untersuchungen durch H. Heinisch & K. Schmidt (1976) weisen jedoch die Grenze als tektonisch aus, da im Kontaktbereich eine breite Diaphthoresezone vorhanden ist und die Komponenten der Transgressionskonglomerate früherer Autoren als zerscherte Quarzlagen interpretiert werden. Der Gesteinsbestand des Thurntaler Komplexes, der eingestuften Paläozoikumsvorkommen der Ostalpen durchaus ähnlich ist, umfaßt neben den dominierenden Quarzphylliten Quarzite, Grünschiefer (teilweise Prasinite tholeiitischer Zusammensetzung) als Abkömmlinge basischer und Porphyroide als Derivate saurer Vulkanite. Nach F. P. Sassi et al. (1972, 1977) läßt der aus Hellglimmeruntersuchungen abgeleitete Niedrigdruckcharakter der metamorphen Prägung diese als variszisch erkennen, da sowohl die kaledonische Metamorphose (der unterlagernden Paragneiszone) als auch die alpidische (in anderen Gebieten) durch höhere Druckbedingungen gekennzeichnet ist.

Die *tektonischen* Verhältnisse im Bereich der Deferegger Alpen sind in der alpidisch der Matreier Zone des Tauernfensters überschobenen nördlichen Glimmerschiefer-Paragneisserie durch weitgehende Gleichschlichtung im Grenzbereich und allgemein steiles Südfallen mit Faltenbau um West-Ost-Achsen gekennzeichnet. Im südlichen Abschnitt der Nordeinheit bildet der Rieserferner Tonalit den Kern einer West-Ost streichenden antiklinalen Wölbung, die vor allem im Ostteil gegen Norden geneigt ist und eine spätalpidische nordvergente Einspannung anzeigt, der noch eine West-Ost orientierte Beanspruchung (B. Henry, 1975) folgte. Der Tonalit und die nördliche Glimmerschiefer-Paragneisserie werden vom Westen bis St. Veit durch die WSW-ENE verlaufende Deferegger Störung von der südlichen Paragneiszone getrennt. Von St. Veit gegen Osten weicht die Grenze von der Störung (die bei St. Veit das ausdünnende Ostende des Tonalits versetzt und in die Glimmerschiefer-Paragneisserie läuft) gegen Ostsüdost ab und setzt sich als steilstehende Überschiebung in die Schobergruppe fort. Der Bau der südlichen Paragneiszone ist durch Schlingentektonik gekennzeichnet, die jünger als die von ihr erfaßten (kaledonischen) Orthogneise sein muß und für die im Vergleich zum Schlingenbau im Ötztalkristallin frühvariszisches Alter wahrscheinlich ist. Die Permotrias von Kalkstein durchzieht die Schlingen geradlinig (O. Schmidegg, 1937), ist jedoch für eine genauere zeitliche Einengung nicht aussagekräftig, da sie an einer Parallelstörung zur Deferegger Störung – in deren Verlauf (Staller Sattel) ebenfalls lokale Einklemmungen von Permotrias auftreten – tektonisch eingeschaltet ist. Das hangendste Element der Deferegger Alpen stellt der Thurntaler Phyllitkomplex dar, der nun als über das Kristallin überschobene Einheit (mit teilweise überkippter, NW-fallender Grenzfläche) angesehen wird und ein Synklinorium um flachliegende West-Ost-Achsen bildet. Die zeitliche Einordnung mancher tektonischer Erscheinungen in den Deferegger Alpen ist vorläufig noch nicht gesichert. Für die Überschiebung der südlichen Paragneiszone auf die Glimmerschiefer-Paragneisserie vermutet A. Tollmann (1977) variszisches Alter und einen Zusammenhang mit der schwächeren Metamorphose (Glimmeralter um 300 Mio. J.), die die ursprünglich hochmetamorphe Paragneiszone betraf. Für die Überschiebung des Thurntaler Komplexes kommt variszisches oder alpidisches Alter in Betracht (H. Heinisch & K. Schmidt, 1976), wobei unter Annahme des letzteren statt einer mittelostalpinen auch eine oberostalpine Position sensu A. Tollmann (1959) möglich wäre. Auffällig ist die Verteilung der absoluten Alterswerte, aus der sich eine deutliche Grenze zwischen Blöcken unterschiedlicher Metamorphosegeschichte mit der Deferegger Störung zu erkennen ergibt. Nach bisheriger Kenntnis sind alpidische Daten nur in der nördlichen Einheit vorhanden, während im Südteil als jüngste Glimmer-Abkühlungsalter nur variszische Werte gemessen wurden.

Literatur: Borsi S. et al. 1973; Cliff R. A. & Rex D. C. 1976; Exner Ch. 1976; Heinisch H. & Schmidt K. 1976; Henry B. 1975; Karl F. 1959; Purtscheller F. & Sassi F. P. 1975; Sassi F. P. & Zanferrari A. 1972, 1973; Sassi F. P. et al. 1974, 1977; Schmidegg O. 1936, 1937; Senarclens-Grancy W. 1965; Tollmann A. 1959, 1963 a, 1977 b.

3.9.3. Die Schobergruppe

Von Albert Daurer



Profile 8-1 siehe Abb. 19

An das Kristallin der Deferegger Alpen schließt östlich des Iseltales ohne geologische Grenze die Schobergruppe an, die bis zum Mölltal reicht und im Südosten an der morphologischen Furche des Iselsberges an die Kreuzeckgruppe stößt. Eine geographische Nordbegrenzung ist nur unscharf anzugeben (etwa mit der Linie Matrei – Kals – Döllach), aber geologisch durch die unterostalpin-penninische Matreier Zone klar definiert.

Die Schobergruppe ist diejenige unter den altkristallinen Gebirgsgruppen südlich und östlich des Tauernfensters, in der die größten Höhen erreicht werden (Petzeck, 3283 m; Hochschober, 3240 m; eine größere Anzahl von Gipfeln über 2900 m). Die düsteren Berge mit drohend steilen Felsflanken und schroffen Graten tragen öfter kleine Gletscher. Der Südteil wird durch das Debanttal in zwei Kämme geteilt.

Das Gebiet läßt sich in einen Liegend- und einen Hangendkomplex gliedern, die durch eine schon von E. Clar (1927) und F. Angel (1928) erfaßte Schuppenzone getrennt werden.

Der *Liegendkomplex,* der den Nordteil des Gebirgsstockes aufbaut, besteht hauptsächlich aus Biotit-Plagioklas-Glimmerschiefern und -gneisen mit zahlreichen Übergängen zu quarzitischen Gesteinen. Lokal treten Amphibolite und Serpentinite, untergeordnet saure Orthogneise auf.

Die horizontale bis flach nordfallende *Schuppenzone* wird durch Bänder eines geringmächtigen Mikroklin-Augengneises und stark retrograde Eklogit-Amphibolite markiert. Diese Gesteine zeigen keine postkristalline Kataklase, sondern sind vollständig rekristallisiert.

Nach G. Troll et al. (1976) baut sich über der Schuppenzone mit allmählichem Übergang der *Hangendkomplex* auf. Er ist in seinem unteren Teil reich an Metabasiten (Hornblendegneise, Eklogit-Amphibolite und spärliche Amphibol-Eklogite), der obere Teil wird von Metapeliten (Plagioklas-Gneise, Biotit-Gneise, Alumosilikat- und staurolithführende Glimmergneise etc.) dominiert.

Radiometrische Altersbestimmungen an Augengneisen aus dem Gebiet des Wangenitzsees ergaben ein Gesamtgesteinsalter von 439 ± 20 Mio. J. Dieses magmatische Ereignis in kaledonischer Zeit ist seit S. Borsi et al. (1973) auch aus anderen Altkristallingebieten südlich des Tauernfensters bekannt (z. B. Antholzer Granitgneis, Südtirol), muß aber nicht unbedingt mit einer großen Orogenese, vergleichbar der variszischen, zusammenhängen.

Die Untersuchung der Amphibol-Eklogite (W. Richter, 1973; G. Troll et al., 1976), z. B. in der Nordflanke des Prijakt, ergab Bildungsbedingungen zwischen Glaukophanschiefer- und Amphibolitfazies (350°–550° C; 4,5–8 kb); die umgebenden Paragesteine sind aber sicher bis in höhertemperierte Bereiche der Amphibolitfazies gelangt. Es kam dabei zu einer Amphibolitisierung der Eklogite, wie die Symplektitgefüge der Eklogitamphibolite (die durch Temperaturerhöhung unter gleichzeitigem Druckabfall erklärbar sind) beweisen.

Eine altersmäßige Einstufung der prograden Metamorphose ist derzeit noch nicht möglich; für die retrograden Vorgänge kommen spätvariszische oder frühe alpidische Ereignisse in Betracht (Sassi et al., 1974). Jüngeralpidisches Alter haben Ganggesteine tonalitischer Zusammensetzung, die mit dem Rieserferner Tonalit in Zusammenhang stehen.

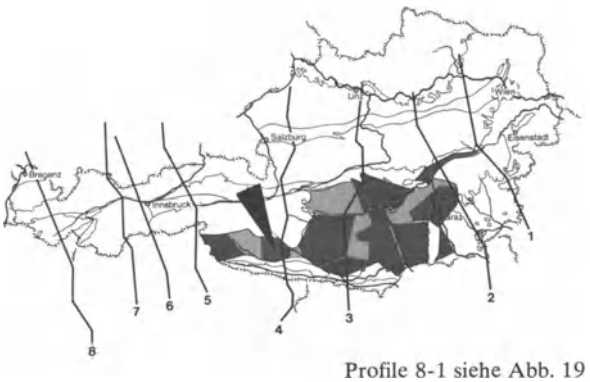
Der mehrphasigen Metamorphosegeschichte entspricht auch das komplizierte tektonische Inventar: ältere Faltenachsen verschiedener Richtungen werden von der alpidischen N-S-Einengung überprägt, wobei Liegend- und Hangendkomplex unterschiedliches Verhalten zeigen (G. Troll & E. Hölzl, 1974). Die Bruchtektonik folgt vorzugsweise NW-SE-streichenden Hauptrichtungen, die auch den Verlauf der begrenzenden Täler (Iseltal, Mölltal) vorzeichnen.

Literatur: ANGEL F. 1928, 1930; BORSI S. et al. 1973; CLAR E. 1927; EXNER CH. 1976; OXBURGH E. R. 1966; RICHTER W. 1973; SCHMIDEGG O. 1937; SCHWARZBÖCK H. 1968; TROLL G. & HÖLZL E. 1974; TROLL G. et al. 1976; VOHRYZKA K. 1958, 1968.

3.9.4. Die Kreuzeck- und Sadniggruppe

Von HANS PETER SCHÖNLAUB

Mit Abbildung 94



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Die Kreuzeckgruppe erstreckt sich in west-östlicher Richtung zwischen dem Mölltal im Norden und dem oberen Drautal im Süden. Sie setzt sich über den Iselsberg nach Westen in die Schobergruppe und östlich des Drauknies bei Sachsenburg in die Goldeckgruppe fort. Der Nordteil verbindet sich über das Mölltal nach Osten in die südöstlichste Reißeckgruppe und nach Westen in die Sadniggruppe und diese ihrerseits über das oberste Mölltal mit der Schobergruppe.

Der Hauptkamm der Kreuzeckgruppe ist West-Ost verlaufend und zieht, vom Iselsberg leicht ansteigend, über den Ziehtenkopf (2484 m) und das Hochkreuz (2708 m) zum Kreuzeck (2702 m). Von hier zweigt ein Seitenkamm in nordöstlicher Richtung zum Strieden (2682 m) und dem felsigen Polinik (2784 m) ab. Im Osten formt der Salzkofel (2498 m) einen weithin sichtbaren, markanten Bergstock. Der Nordabfall des Polinik ins Mölltal ist 2000 m hoch. Kare mit Moränen und Seen sowie einige Hängetäler (Raggaschlucht) kennzeichnen die Gebirgsgruppe. Die Entwässerung erfolgt nach Norden durch den Teuchl-, Ragga-, Wölla-, Lamnitz- und Zleinitzbach, nach Osten durch den Nigglaigraben und nach Süden ins Drautal durch den Grab-, Gnoppnitz-, Draßnitz- und Doblbach.

Zum geologischen Bau und zum Gesteinsbestand des Kristallins der Kreuzeckgruppe finden sich im Schrifttum nur wenige Hinweise. Ältere Aufnahmsberichte liegen von H. BECK (1930–1939) vor, doch wurde der Gesamtraum bisher weder zusammenfassend dargestellt noch großmaßstäblich kartiert.

Nach H. BECK kann dieses Kristallin wie folgt beschrieben werden: Im Norden treten in einem bis zu 5 km breiten Streifen zuunterst hochmetamorphe Gesteine auf. An diese Paragneisserie („Salzkofelserie") schließen Granatglimmerschiefer an, die das Hauptgestein des Kreuzeckkristallins bilden. Am Süd- und Südwestrand sind schließlich Quarzphyllite verbreitet. Örtlich lagert dem Kristallin Permomesozoikum auf (Gödnachgraben, Gnoppnitztörl; vgl. Ch. Exner 1956, 1962a). Der Transgressionsverband ist tektonisch überarbeitet.

Nach CH. EXNER (1955, 1956) entspricht die nördliche Paragneisserie den um Spittal/Drau und dem Millstättersee vorkommenden Gesteinen. Es sind granatführende Zweiglimmerplagioklasgneise, die Glimmerschiefer, Mikroklin-Augengneise, Quarzite, Amphibolite und Marmorbänder eingelagert haben (E. R. OXBURGH, 1966). Diaphthorese ist im Randbereich gegen das Mölltal zu beobachten; wie Glimmeralter nachweisen, dürfte sie auf tektonische Ereignisse in der Oberkreide zurückgehen (vgl. R. A. CLIFF et al., 1971: 244ff). Auch in die östlich anschließende südliche Reißeckgruppe dürften diese Gesteine hinüberziehen.

Im Nord-Süd-Profil durch die westlich folgende Sadniggruppe folgen nach CH. EXNER (1956a) über dem Quarzphyllit der Matreier Zone in einem mehrmaligen Wechsel granatführende Paragneise, Zweiglimmerparagneise und Granatglimmerschiefer, die auch den Sadniggipfel (2754 m) aufbauen. Nach CH. EXNER entspricht die Paragneis/Granatglimmerschiefer-Grenze beim Obernig nordwestlich Stall/Mölltal

der gleichen Gesteinsgrenze in der Kreuzeckgruppe.

An die basale, relativ schmale Nordzone schließt nach CH. EXNER (1955) durch Zunahme von Granatglimmerschiefern das Hauptgestein des Kreuzeckkristallins an. Untergeordnet finden sich in den Glimmerschiefern Einlagerungen von Amphibolitbändern, Grünschiefern, Hornblendegarbenschiefern oder, wie im Raum südlich des Strieden, ein etwa 20 m mächtiger heller Kalkmarmorzug. Aplit-, Pegmatit- und Augengneise sind in dieser Serie auf den Bereich nördlich des Kreuzeck beschränkt.

In einer eingehenden Arbeit beschrieb F. ANGEL (1930) einzelne Gesteinstypen der Glimmerschiefer- und Paragneisserie. Er erkannte hier Ähnlichkeiten mit meso- und katazonalen Gesteinen des Mittelsteirischen Kristallins und der Schobergruppe. Zu den hochmetamorphen Gesteinen gehören im Teuchlgraben Abkömmlinge eklogitischer Gesteine (granat- und hornblendereiche Zoisitamphibolite), die sich nach F. ANGEL von reinen Eklogiten mit Omphazit-Granat-Paragenesen aus der Schobergruppe (Schleinitzen) herleiten lassen. In der Kreuzeckgruppe fallen diese Vorkommen etwa mit der Verbreitung der Paragneisserie im Norden der Linie Sachsenburg – Möllkopf – Gößnitz zusammen. Zuletzt berichtete H. MEIXNER (1971, 1974) aus diesem Komplex über Andalusitvorkommen und ihre Paramorphosierung durch Disthen sowie Glimmerpseudomorphosen nach Cordierit.

In den epizonal metamorphen Schiefern am Südrand der Kreuzeckgruppe liegen bei Rabant, Glatschach, Lessnig und Radlberg alte Antimonit-, Zinnober- und Scheelit-Bergbaue. Nach L. LAHUSEN (1969, 1972) steht die schichtgebundene Vererzung in einem genetischen Zusammenhang mit roteisenführenden Metadiabasen, ihren Tuffen und schwarzen Kieselschiefern, die nach Vergleichen mit fossilbelegten Schichtfolgen dem Zeitraum Oberordoviz bis Silur entsprechen dürften. Wie im benachbarten Goldeckkristallin, aber mengenmäßig zurücktretend, schalten sich auch im Kreuzeckgebiet im hangenden Teil der erzführenden Serie mehrere bis 50 m mächtige Dolomit- und Kalkmarmorlagen ein, die in der bereits von R. SCHWINNER (1943) angenommenen streichenden Fortsetzung der „Weißwände" liegen. Schon H. BECK (1934, 1936) hielt sie für Paläozoikum.

In der Kreuzeckgruppe finden sich zahlreiche Vorkommen von magmatogenen Gesteinen, die meist diskordant den alten Bau durchschlagen (H. BECK, 1933, 1935; CH. EXNER, 1957, 1961, 1976; H. HOLZER & H. SCHARBERT, 1958; R. A. CLIFF et al., 1971; C. J. HAWKESWORTH, 1976). Am bekanntesten ist der Granodiorit von Wöllatratten (CH. EXNER, 1961), andere sind der Kersantitgang des Striedenkopfes, der Malchit beim Gößnitztörl, der Quarzporphyrit am Zweiseetörl und der Porphyrit bei der Rauscher Alm. In der Regel sind die Ganggesteine stark hydrothermal verändert. Ihr Alter schwankt zwischen 30 Mio. J. und 37 Mio. J. (C. J. HAWKESWORTH, 1976; CH. EXNER, 1976).

Die kristallinen Gesteine der Kreuzeckgruppe zeigen durchwegs eine straffe Gefügeregelung. Schieferung, Lineation und Elongation sind deutlich ausgebildet. Die Deformation ist in der Regel nach der Glimmerblastese erfolgt.

Im nördlichen Bereich der Kreuzeckgruppe streichen die Achsen bei flachem Einfallen nach Osten gegen das Mölltal (CH. EXNER, 1962b). In diesem Raum beobachtete E. R. OXBURGH (1966) eine mehrphasige Deformation, die mit Isoklinalfaltung begann, zur Ausbildung von Buckelfalten und konjugierten Falten und zuletzt zu Flexurfalten und Spezialfalten führte. Mit Ausnahme des Randbereiches zum Tauernfenster war die Deformation im gesamten Gebiet homogen.

Im zentralen Teil des Gebirges drehen die Achsen in eine Nord-Süd-Richtung und haben hier meist steileres Einfallen (um 60 Grad). Gegen das Drautal zu schwenken sie gleichmäßig in E-W bis ENE-WSW-Richtungen ein. Hier ergibt sich das Bild eines Ost-West streichenden Faltenbaus, dessen Vergenz gegen Nord gerichtet ist (L. LAHUSEN, 1972).

Ein großer Teil der in der Kreuzeckgruppe beobachteten Störungen, die ein dominierendes Maximum in E-W Richtung zeigen, gehört einer postvariszischen Bruchtetkonik an. Die Nachbarschaft mit der ebenso verlaufenden Pusterer Linie legt einen Zusammenhang mit jungen, alpidischen Bewegungen nahe. Die übrigen Maxima können dem in der Kreuzeckgruppe erkannten, etwa NE-SW streichenden Achsenplan zugeordnet werden. Knickungen und Scherfältelungen als Ausdruck jüngster Überprägungen scheinen vor allem im nördlichen Randbereich gegen die Mölltal-Störung verbreitet zu sein.

Literatur: ANGEL F. 1930; BECK H. 1930–1939; CLIFF R. A. et al. 1971; EXNER CH. 1955, 1956, 1957, 1961, 1962, 1976; HAWKESWORTH C. J. 1976; HOLZER H. 1958; HOLZER H. & SCHARBERT H. 1958; LAHUSEN L. 1969, 1972; MEIXNER H. 1971, 1974; OXBURGH E. R. 1966; SCHWINNER R. 1943.

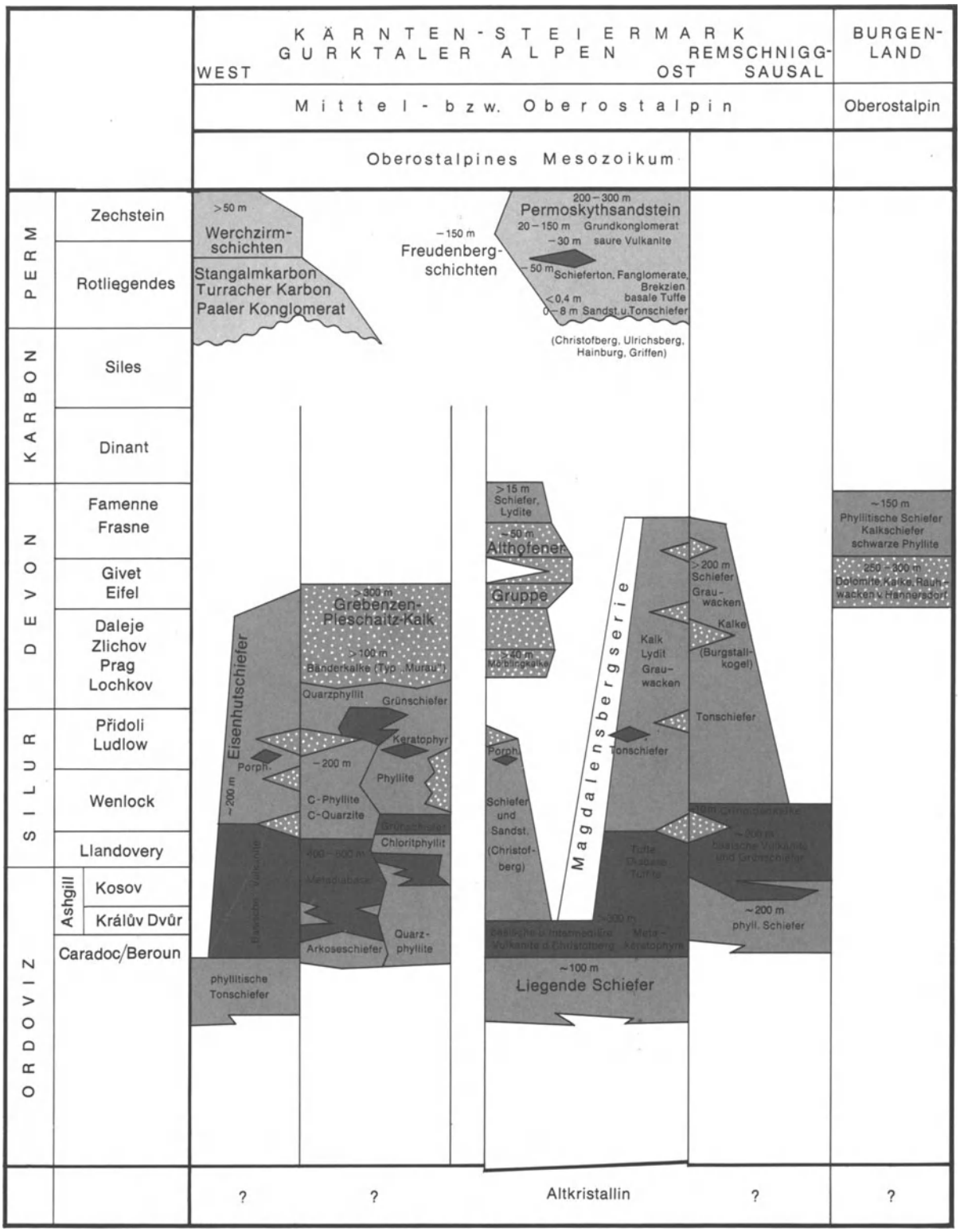
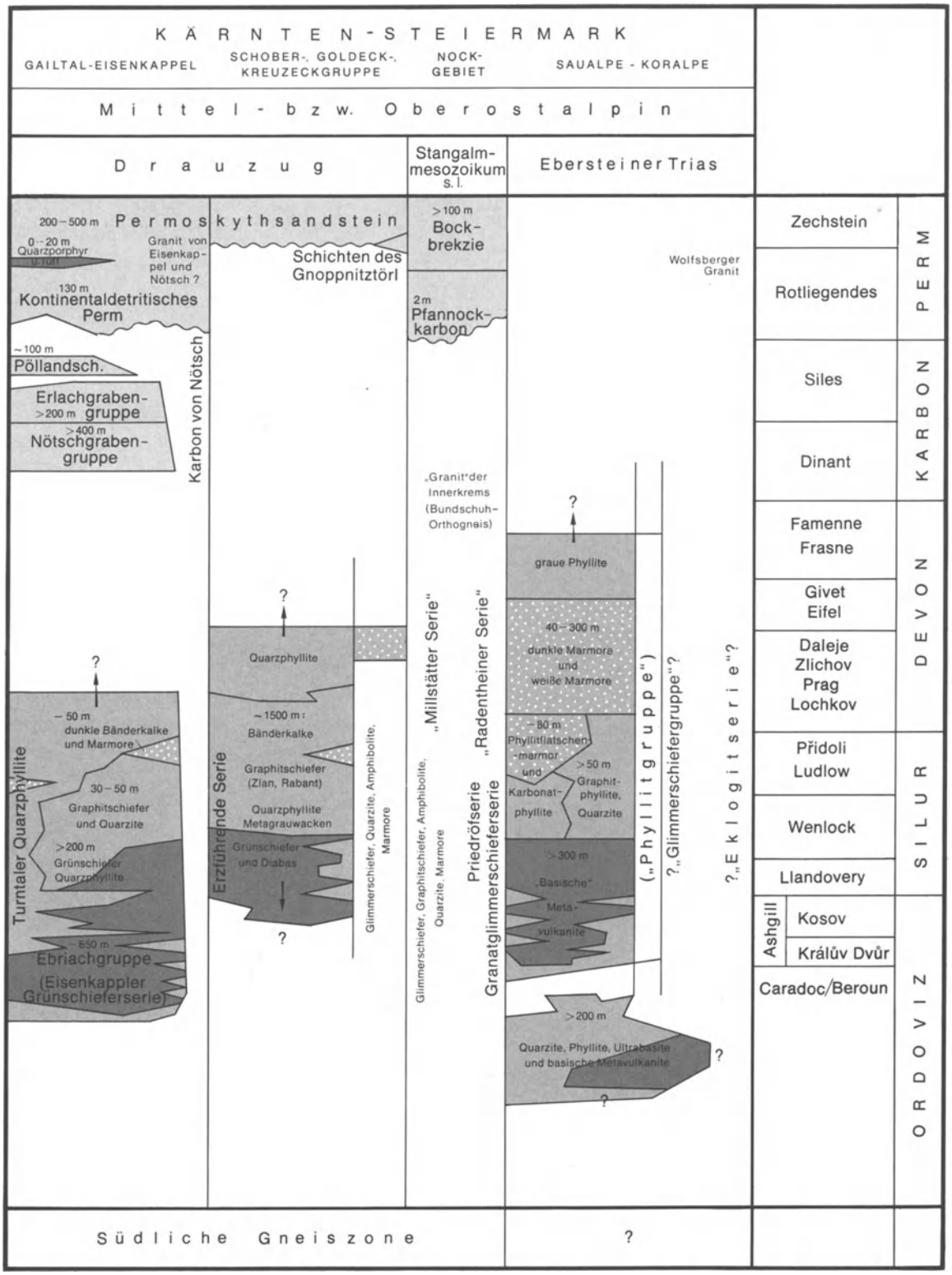


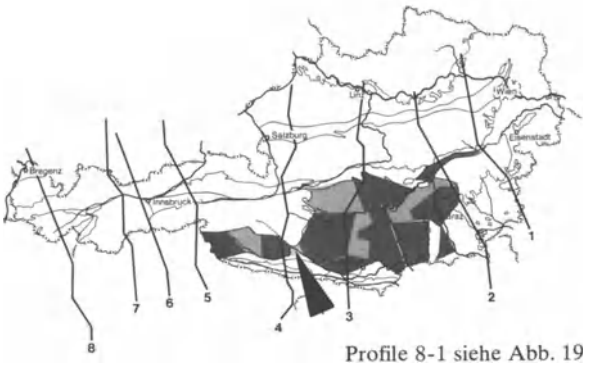
Abb. 94. Das Paläozoikum der zentralen Ostalpen (ohne das Grazer Paläozoikum: dazu siehe Abb. 60) sowie das Paläozoikum des Drauzuges


K Ä R N T E N - S T E I E R M A R K
GAILTAL-EISENKAPPEL
SCHOBER-, GOLDECK-, KREUZECKGRUPPE
NOCK-GEBIET
SAUALPE - KORALPE
M i t t e l - b z w. O b e r o s t a l p i n
D r a u z u g
Stangalm-mesozoikum s. l.
Ebersteiner Trias
200–500 m Permos
0–20 m Quarzporphyr
Granit von Eisenkappel und Nötsch ?
130 m Kontinentaldetritisches Perm
~100 m Pöllandsch.
Erlachgraben-gruppe >200 m
Nötschgraben-gruppe >400 m
Karbon von Nötsch
kythsandstein
Schichten des Gnoppnitztörl
>100 m Bock-brekzie
2 m Pfannock-karbon
„Granit" der Innerkrems (Bundschuh-Orthogneis)
Wolfsberger Granit
– 50 m dunkle Bänderkalke und Marmore
Turntaler Quarzphyllite
30–50 m Graphitschiefer und Quarzite
>200 m Grünschiefer Quarzphyllite
650 m Ebriachgruppe (Eisenkappler Grünschieferserie)
Quarzphyllite
~1500 m: Bänderkalke
Graphitschiefer (Zlan, Rabant)
Quarzphyllite Metagrauwacken
Grünschiefer und Diabas
Erzführende Serie
Glimmerschiefer, Quarzite, Amphibolite, Marmore
Glimmerschiefer, Graphitschiefer, Amphibolite, Quarzite, Marmore
„Millstätter Serie"
„Radentheiner Serie"
Priedröfserie
Granatglimmerschieferserie
graue Phyllite
40–300 m dunkle Marmore und weiße Marmore
~80 m Phyllitflatschen-marmor und Karbonat-phyllite
>50 m Graphit-phyllite, Quarzite
>300 m „Basische" Meta-vulkanite
>200 m Quarzite, Phyllite, Ultrabasite und basische Metavulkanite
(„Phyllitgruppe")
?„Glimmerschiefergruppe"?
?„Eklogitserie"?
Zechstein
Rotliegendes
Siles
Dinant
Famenne
Frasne
Givet
Eifel
Daleje
Zlichov
Prag
Lochkov
Přidoli
Ludlow
Wenlock
Llandovery
Ashgill
Kosov
Králův Dvůr
Caradoc/Beroun
PERM
KARBON
DEVON
SILUR
ORDOVIZ
Südliche Gneiszone
?

3.9.5. Die Goldeckgruppe

Von HANS PETER SCHÖNLAUB

Mit Abbildung 95



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Die kristallinen Gesteine der Goldeckgruppe setzen jene der Kreuzeckgruppe nach Südosten fort und unterlagern das Permomesozoikum des Drauzugs im Norden. Sie werden geographisch im Westen und Norden vom Drautal begrenzt (Steinfeld – Feistritz a. d. Drau), während im Süden die transgressive Auflage des Deckgebirges auf dem kristallinen Sockel längs einer Fläche erfolgt, die an den Nordseiten des Latschur, Hochstaff, Spitznock, Golsernock, Riednock und Altenberg ausstreicht.

Der Gipfel des Goldeck südlich Spittal a. d. Drau bildet mit 2142 m den höchsten Punkt des Westnordwest–Ostsüdost verlaufenden Kammes aus kristallinen Gesteinen, der von Sachsenburg über den Lampersberg, Alpenbühel und Martennock nach Zlan zieht. Die Hänge zum Drautal sind meist steil. Am Goldeck zweigt davon nach Süden ein Querkamm zum Hochstaff ab. Dieser Kamm trennt den östlich gelegenen Tiebelgraben vom westlichen, tief eingeschnittenen Siflitzgraben. Beide Gräben verlaufen parallel zum Hauptkamm. Die Hauptentwässerung der Goldeckgruppe erfolgt jedoch durch eine Reihe steiler Gräben nach Nordnordost in das Drautal. Hochstaff und Latschur (2236 m) bilden mit ihren hellen Triasgesteinen einen reizvollen Gegensatz zum Kristallin.

In älteren Arbeiten beschäftigten sich vor allem G. GEYER (1901), R. SCHWINNER (ab 1927) und F. ANGEL & E. KRAJICEK (1939) mit dem Kristallin der Goldeckgruppe. Danach wird das Goldeckkristallin aus drei Schieferserien aufgebaut, die in West-Ost-Streifen mit abnehmendem Metamorphosegrad von Norden nach Süden übereinanderfolgen. Den Nordteil nimmt mesozonales, häufig diaphthoritisches Altkristallin mit Granatglimmerschiefern, Quarziten, Amphiboliten und Marmorzügen ein. Daran schließt südlich die epizonal metamorphe Quarzphyllitgruppe an, in die sich Marmore und Dolomite, weiters Metadiabase und deren Tuffe sowie graphitische Kieselschiefer einschalten. In diesem Komplex tritt im Westen (Guginock) Antimonitvererzung auf; sie ist an phyllitische Schiefer und Marmor gebunden. Nach L. LAHUSEN (1972) handelt es sich um eine schichtgebundene Vererzung. Zwischen die Quarzphyllite und das Permomesozoikum des Drauzugs schaltet sich schließlich im Südosten die gering metamorphe Tonschiefergruppe ein.

Für das Kristallin der Goldeckgruppe wird übereinstimmend die Ansicht vertreten, daß es als östliche Fortsetzung der Gesteine der Kreuzeckgruppe anzusehen ist und die obersten, schwächst metamorphen Partien, nämlich Phyllite und Tonschiefer, ein altpaläozoisches Alter haben. Nach R. SCHWINNER (1943) gehören diese Gesteine zur „Südlichen Grauwackenzone". Sie können mit dem Altpaläozoikum der „Nördlichen Grauwackenzone" parallelisiert werden. An ihrer Basis ist ein scheinbarer Übergang in die Glimmerschiefer des Altkristallins vorhanden, was auf eine gemeinsame Durchbewegung beider Gesteinskomplexe zurückzuführen ist und im Grenzbereich Diaphthoreseerscheinungen erzeugt haben soll. Dieser Auffassung folgte im wesentlichen A. TOLLMANN (zuletzt 1977); danach sollte die Grenze zwischen dem mittelostalpinen und dem oberostalpinen Stockwerk an der Basis der Phyllitgruppe liegen.

Da zwischen den vermutlich altpaläozoischen Tonschiefern und den nichtmetamorphen Permoskyth-Sandsteinen ein Transgressionsverband besteht (z. B. Tiebelgraben bei Stockenboi, vgl. W. FRITSCH, 1961, 1962; CH. EXNER, 1974b), muß die Hauptmetamorphose des Goldeckkristallins älter, vermutlich also variszisch sein. In dieser Zeit dürfte auch die Diaphthorese von Teilen des Altkristallins stattgefunden haben. Die Wirkung der alpidischen Metamorphose ist noch nicht untersucht.

Die großen Übereinstimmungen der Ausgangsgesteine und der stratigraphischen Abfol-

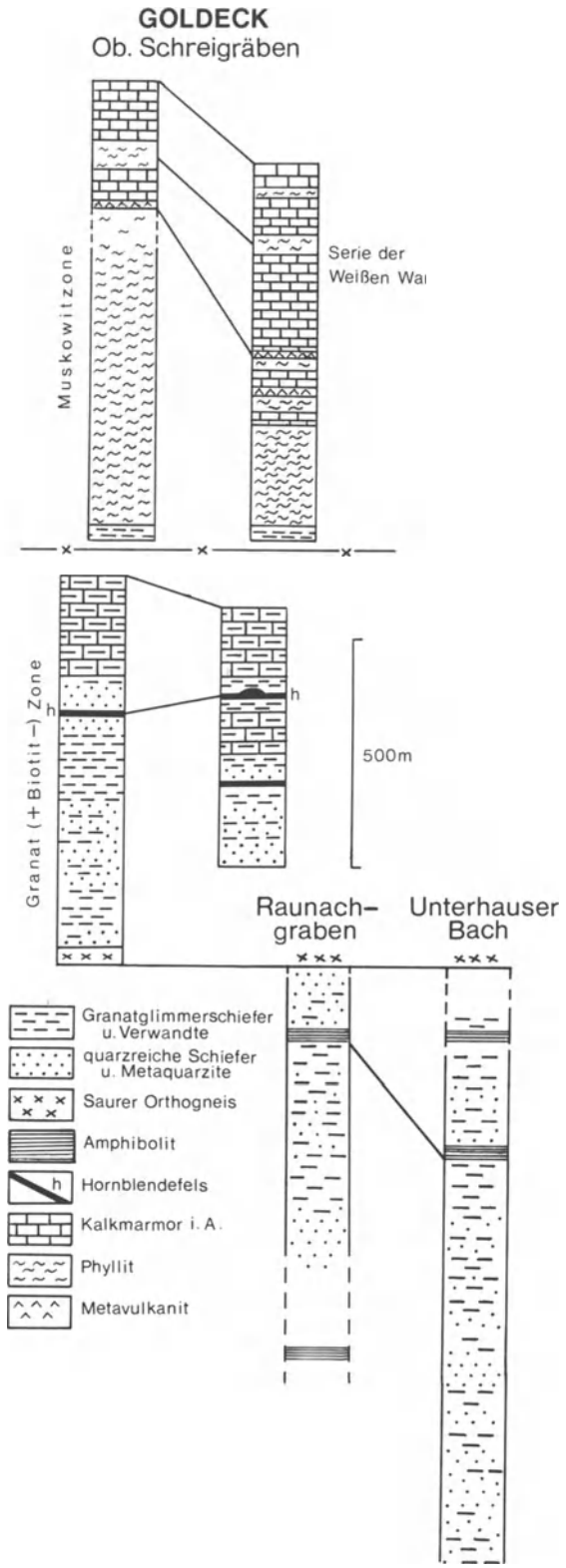


Abb. 95. Zusammengesetztes Säulenprofil durch das Goldeck-Kristallin südlich Spittal an der Drau (aus A. DEUTSCH, 1978, umgezeichnet)

gen, die Vererzungen (Antimonit, Zinnober) und die gemeinsame Deformation der altkristallinen Basis, der Quarzphyllite und der Tonschiefer sprechen nach L. LAHUSEN (1969, 1972) für gleiches Alter der drei verschieden metamorphen Komplexe im Goldeckkristallin. Nach regionalen Vergleichen werden sie dem Zeitraum Ordoviz bis Devon zugerechnet.

Dieser Auffassung folgten CH. EXNER et al. (1976) und A. DEUTSCH (1977). Danach besteht das Goldeckkristallin aus einer dreimaligen, nicht immer vollständigen Wiederholung pelitisch-psammitischer, vulkanogener (basischer und saurer) und karbonatischer Schichtglieder, die wohl laterale Schwankungen zeigen, sich aber in auffallender Weise in Profilabfolgen miteinander korrelieren lassen. In variszischer Zeit wurde die gesamte, um 1500 m mächtige Ordoviz- bis Devon-Abfolge in Decken und Schuppen gelegt und syntektonisch von einer nach oben hin abklingenden Metamorphose erfaßt. Nach A. DEUTSCH ist das Metamorphoseprofil kontinuierlich und relativ ungestört. An die Muskowitzone schließen nach unten die Gesteine der Biotit-, Granat- und Staurolithzone an. Für letztere sind staurolithführende Granatzweiglimmerschiefer und Amphibolite kennzeichnend, die am Nordfuß des Goldeck in einer eintönigen, quarzbetonten, pelitisch-psammitischen Serie auftreten. Darüber folgen mit generellem Südfallen Granatglimmerschiefer, Granatglimmerquarzite und Amphibolite, die durch eine auffallende Zwischenschaltung von sauren Orthogneisen zweigeteilt werden. Nach weiteren Einschaltungen von Amphiboliten und Hornblendefelsen in den höheren Partien der Granatglimmerschiefer folgen nach einer Übergangszone mit Kalkglimmerschiefern schließlich mehr oder weniger reine Karbonatgesteine. Es handelt sich um weiße, vorwiegend massige Kalkmarmore und blaugraue bis gelbbraune Bänderkalkmarmore, die im Gelände mächtige Rippen bilden (z. B. die Weiße Wand nordöstlich des Martennock). In der westlichen Fortsetzung dieses Karbonatzuges fanden sich im Siflitzgraben umkristallisierte Crinoidenstielglieder.

Zwischen der Krendlmaralm und dem Goldeckgipfel finden sich granatführende Gesteine, Quarzphyllite und Metaquarzite, die im Kammbereich basische Metavulkanite enthalten. Sie gehen hangend wiederum in Karbonate über (Bänderkalke, Eisendolomite), in denen in der Umgebung von Zlan Conodontenreste gefunden werden konnten. Sie bestätigen die bisherige lithostratigraphische Alterszuweisung in das Altpaläozoikum.

Das westliche Goldeckkristallin zeigt nach A. DEUTSCH (1977) nicht die Vielfalt von Karbo-

natgesteinen wie im Mittel- und Ostabschnitt. Hier treten vor allem eisenhältige, grobspätige, dunkelgraue Dolomite auf, die häufig von Grünschiefern und Phylliten begleitet werden, so beispielsweise in der Mulde der Weißwände, die an Störungen in Serien der Granatglimmerschiefer nordvergent eingesenkt ist.

Die Tonschiefergruppe ist auf den Südosten der Goldeckgruppe (Weißenbachtal) beschränkt. Die metamorphen Schiefer in Grünschieferfazies formen einen bis 3 km breiten und 8 km langen Streifen zwischen den tektonisch angrenzenden Phylliten im Norden (F. ANGEL & E. KRAJICEK) und den Perm-Trias-Gesteinen im Süden. Es sind graugrüne bis dunkelgraue Schiefer mit tonschieferähnlichem Habitus, vorwiegend feinkörnige Quarzite, Grauwacken sowie Diabase und deren Abkömmlinge; Karbonatgesteine fehlen. An die Serizitquarzite ist bei Stockenboi schichtförmig eine Zinnobervererzung gebunden. Nach L. LAHUSEN (1972) steht sie in genetischem Zusammenhang mit den umgebenden basischen Metavulkaniten.

Das Alter der Tonschiefergruppe ist bisher noch nicht gesichert. Nach regionalen Vergleichen mit Gesteinen in den Karnischen Alpen und der Nördlichen Grauwackenzone kommt am ehesten ordovizisches Alter in Frage.

In der westlichen Goldeckgruppe durchschlagen Lamprophyrgänge diskordant den alten Bau (A. DEUTSCH, 1977). In einem Fall konnten sie bis in das Phyllit-Stockwerk nachgewiesen werden. Nach ihrem Chemismus unterscheiden sie sich nicht von den Gängen im Kreuzeckkristallin.

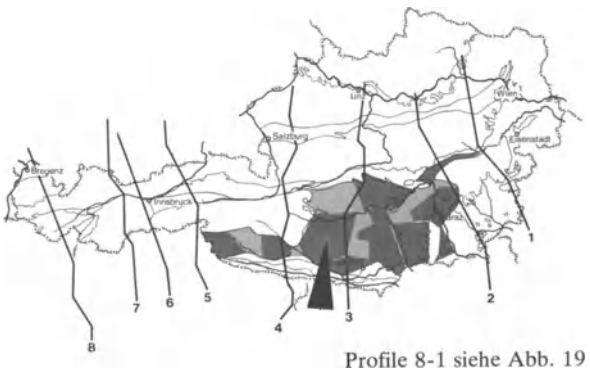
Im Goldeckkristallin pendeln B-Achsen und Mineralelongationen gleichmäßig flach um Ost-West, sieht man vom Siflitzgraben ab, wo steileres Einfallen nach ENE und WSW vorherrscht. Dazu kommt lokal eine SSW-Richtung, die auf einen jüngeren Deformationsplan zurückgeht und z. B. im Tiebelgraben junge Knitterungen erzeugte. Die vereinzelt beobachtete Kataklase bis in den Kleinbereich, wiederbewegte s-Flächen, Fältelungen, NE-SW und NNW-SSE-streichende Brüche und die lokal ausgebildete zweite Schieferung sind vermutlich ebenfalls erst in alpidischer Zeit entstanden. Dabei sollen in Zonen stärkerer Durchbewegung retrograde, selektiv wirkende Mineralumwandlungen stattgefunden haben, die Chloritisierung von Granat, Biotit und Hornblende sowie Trübungen in den Feldspäten verursachten.

Literatur: ANGEL F. & KRAJICEK E. 1939; DEUTSCH A. 1977; EXNER CH. 1974b; EXNER CH. et al. 1976; FRITSCH W. 1961, 1962a, b; GEYER G. 1901b; LAHUSEN L. 1969, 1972; SCHWINNER R. 1927, 1943.

3.9.6. Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet)

Von JULIAN PISTOTNIK

Mit Abbildung 96



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Das Nockgebiet, das vom Liesertal im Westen bis zur Linie Murau – Feldkirchen im Osten, vom Murtal im Norden bis zum Ossiacher See und Drautal im Süden reicht, umfaßt geologisch die dem gegen Osten absinkenden Tauernfenster und seinem unterostalpinen Rahmen tektonisch auflagernden höheren ostalpinen Einheiten (siehe auch Kap. 3.9.9.). Über dem Altkristallin und Deckgebirge (Stangalm-Mesozoikum) des Mittelostalpins sensu A. TOLLMANN folgt das darüber überschobene Oberostalpin, welches über einer Kristallinscholle mit mesozoischer Hülle (Pfannockeinheit) mit dem Paläozoikum der Gurktaler Decke zu den östlichen Gurktaler Alpen (Kap. 3.9.10.) überleitet.

Dieses Gebirge (das Wort „Nock" deutet auf die rundlichen Formen hin) ist reich an Almen über bewaldeten Talflanken. Die Gipfel, die bis über 2400 m aufsteigen (Eisenhut 2441 m; Gr. Königstuhl 2336 m; Gr. Rosennock 2440 m),

tragen Kare, größere Felsbildungen sind aber eher selten. Nur die Stangalmtrias belebt durch helle Farben und stärkere Felsentwicklung die Landschaft. Gegen Norden nehmen die Höhen allmählich ab (Prankerhöhe 2166 m; Frauenalm 1997 m; Stolzalpe 1817 m). Die Entwässerung erfolgt im Norden zur Mur, im Westen zur Lieser und im Süden hauptsächlich zur Gurk.

3.9.6.1. Kristallines Grundgebirge (Altkristallin)

Der dem teilweise phyllonitisierten Unterostalpin der Katschbergzone mit einer basalen Diaphthoresezone alpidisch überschobene (nach A. TOLLMANN, 1959, mittelostalpine) Kristallinkomplex des westlichen Nockgebietes läßt mit seiner wechselnden Folge von Paragneisen und Glimmerschiefern die Spuren einer Tektonik erkennen, die durch die Einbeziehung von datierten Orthogneisen (Devon) und Überlagerung durch geringer metamorphe permomesozoische Sedimente als variszisch einstufbar ist.

Im Süden wird der Bereich zwischen Villach und Spittal/Drau bis nördlich des Millstätter Sees von einer Paragneisserie eingenommen, in der die granat- und staurolithführenden (Biotit-) Plagioklasgneise häufig in quarzitische Typen übergehen. Vereinzelt sind darin Marmore und (Granat-)Amphibolite, häufiger Übergänge in Glimmerschiefer enthalten. Letztere dominieren im hangendsten Anteil nördlich des Millstätter Sees, wo den Glimmerschiefern auch mächtige Marmore sowie Amphibolite eingeschaltet sind. Diese Millstätter Serie (Liesergneise und Millstätter Glimmerschiefer) R. SCHWINNERs (1927) zeigt eine intensive pegmatitische Beeinflussung, die auch für den Mineralreichtum (z. B. Lieserschlucht) verantwortlich und nach R. SCHWINNER (1927) auf den (mittlerweile kaledonisch datierten, R. GÖD, 1976) Villacher Granitgneis zurückzuführen ist.

Über der gegen Norden absinkenden Millstätter Serie folgt, aus der südlichen Reißeckgruppe die Lieser nach Osten überschreitend, ein Glimmerschieferkomplex, der – im Süden des Nockgebietes als Radentheiner Glimmerschiefer bezeichnet (R. SCHWINNER, 1927) – flächenmäßig die Hauptmasse des Kristallins der Nockberge stellt und, nördlich des Murtales weiterstreichend, von den Wölzer Glimmerschiefern der Niederen Tauern nicht abtrennbar ist. In diesen Gesteinen dominiert meist Hellglimmer gegenüber Biotit; sie führen (in wechselnder Häufigkeit und Größe) fast überall Granat, daneben seltener Staurolith (retrograd umgewandelt, CH. EXNER, 1967) und Disthen (Millstätter Alpe). Übergänge in feldspatführende oder quarzitische Typen sind ebenso wie solche in Paragneise lagenweise immer wieder anzutreffen. Meist als geringer mächtige Einschaltungen finden sich Amphibolit- und Marmorzüge besonders in den vermutlich liegenden Anteilen im Bereich des Murtales und seiner Nebentäler sowie nördlich und östlich des Millstätter Sees (hier liegt die Magnesitlagerstätte von Radenthein).

Mächtigere Paragneise mit vielfältigen Übergängen in Quarzite sind wiederum im Hangenden der Glimmerschiefer anzutreffen. Sie treten im Gebiet nördlich Innerkrems bis Tamsweg, von dort dem Murtal abwärts (nördlich bis zur Talfurche des Leißnitzbaches ausgreifend) bis Stadl/Mur folgend und von Stadl gegen Süden den Kamm der Würflingerhöhe bildend, auf. Ein weiteres größeres Verbreitungsgebiet liegt im Bereich Rosennock – Kolmnock westlich Bad Kleinkirchheim (Priedröf-Gneise, R. SCHWINNER, 1927).

Als tektonische Linsen und Lamellen in Priedröf-Gneise und Glimmerschiefer eingeschaltet treten die Bundschuh-Orthogneise auf. Primäre Kontakte, die eine Platznahme dieser Mikroklin-Augengneise im umgebenden Kristallin belegen würden, sind nirgends vorhanden. Gesamtgesteins-Altersbestimmungen (Rb/Sr) ergaben für die Orthogneise im Kremstal Alter von 371 ± 12 und 381 ± 30 Mio. J. (R. A. CLIFF, 1968; C. J. HAWKESWORTH, 1976).

Sonstige altersmäßige Belege für das Kristallin liegen bisher nicht vor, doch kann auf Grund des Serienbestandes zumindest für die mit Marmoren und Amphiboliten verbundenen Glimmerschieferbereiche (im Vergleich mit eingestuftem, schwächer metamorphem ostalpinem Altpaläozoikum) die Annahme, daß es sich dabei um altpaläozoisches Ausgangsmaterial handelt, als wahrscheinlich gelten.

Die metamorphe Prägung des Kristallins mit der weiten Verbreitung von almandinreichem Granat, ferner Staurolith und Disthen, läßt gegenüber dem transgressiv auflagernden Mesozoikum einen Hiatus erkennen, der diese als voralpidisch kennzeichnet. Abgesehen von Diaphthorese-Erscheinungen an Bewegungsbahnen ist eine jüngere epimetamorphe Überprägung, die das autochthone Mesozoikum mit erfaßte und als Auswirkung einer altalpidischen Metamorphose (ca. 90 bis 100 Mio. J., C. J. HAWKESWORTH, 1976) datiert wurde, allgemein vorhanden.

Im nordöstlichen Abschnitt des Nockgebietes (Murtal – Paalgraben) treten als Hangendanteil des Kristallins, von diesem durch die schwächere metamorphe Prägung unterschieden, vielfach dünnlagig-quarzitische, häufig kleine Granate führende „Phyllitische Glimmerschiefer" (H. STOWASSER, 1956; A. THURNER, 1958;

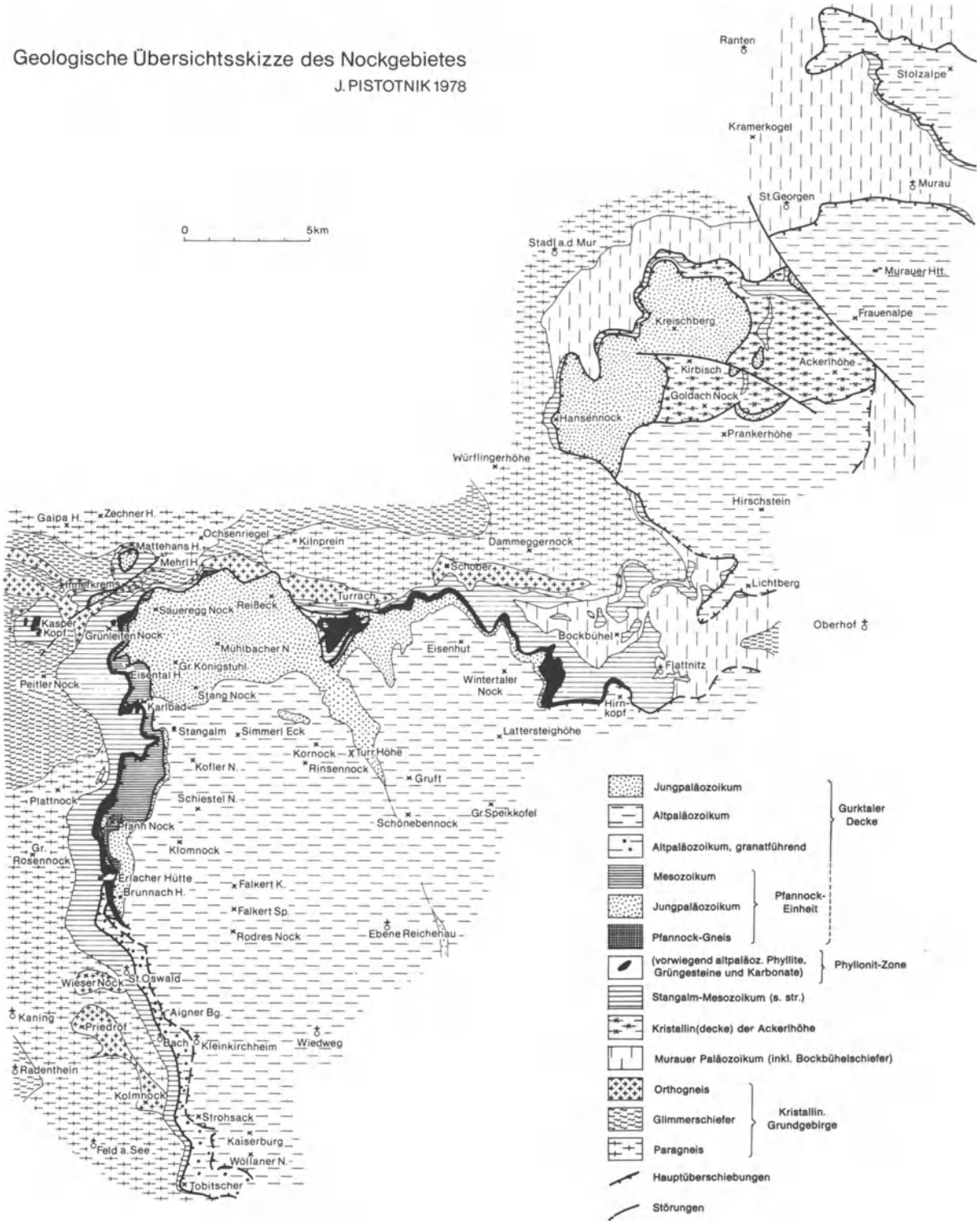


Abb. 96. Geologische Übersichtsskizze des Nockgebietes

P. BECK-MANNAGETTA, 1959b) auf. In Karbonatlagen dieses Gesteinspaketes gelang mittels Conodonten der Nachweis altpaläozoischen Alters (F. EBNER et al., 1977), sodaß darin eine Fortsetzung des nördlich der Mur anschließenden Murauer Paläozoikums gesehen werden kann. In gleicher Position und ebenfalls mit gröberkörnigen Bänderkalkeinschaltungen (ähnlich den Murauer Kalken), bisher aber ohne Altershinweis, sind im Bereich der Flattnitz im Liegenden der Stangalmtrias chloritoidführende, teilweise graphitische Schiefer vorhanden, die jedoch von H. STOWASSER (1956) mit triadischen Schiefern unter der Bezeichnung Bockbühelschiefer zusammengefaßt wurden.

3.9.6.2. Stangalm-Mesozoikum (s. l.)

Den verschiedenen Elementen des Grundgebirges lagert eine vorwiegend aus Karbonatgesteinen bestehende Sedimentfolge auf, in der durch K. HOLDHAUS (1921) durch Fossilfunde Triasalter nachgewiesen wurde. Die Diskussion, ob mesozoisches Alter für den gesamten Gesteinszug anzunehmen oder daran auch Paläozoikum beteiligt sei, fand erst mit der umfassenden Bearbeitung durch H. STOWASSER (1956) einen Abschluß. Dieser Autor belegte durch das Auftreten der gleichen Gesteinstypen in der Gesamtlänge des Zuges von Innerkrems gegen Osten bis nördlich Murau (Stolzalpe) und gegen Süden bis über Bad Kleinkirchheim hinaus das einheitlich mesozoische Alter und nahm für die Abfolge einen Umfang vom Permoskyth bis in den Jura an. Das Auftreten dieses Mesozoikums als Deckenscheider zwischen unterlagerndem Kristallin und dem Paläozoikum der Gurktaler Decke nahm, zusammen mit anderen vergleichbar gelagerten Mesozoika, A. TOLLMANN (seit 1959) zum Anlaß für die Abtrennung eines mittelostalpinen Stockwerkes, wobei er noch einige im Randbereich der Gurktaler Decke gelegene Karbonatgesteinsvorkommen, gegen Osten bis in den Raum von Mühlen bei Neumarkt, dem nunmehr mittelostalpinen Mesozoikum zuzählte. Das bisher fossilleere Vorkommen von Mühlen (P. PLOTENY, 1957) ist infolge des gegenüber dem sonstigen Mesozoikum eher untypischen Gesteinsbestandes und einiger Übergänge in die umgebenden Phyllite wahrscheinlicher als Paläozoikum zu werten, der Dolomit von Kaindorf südwestlich Murau – nach A. TOLLMANN (1977b) eine mitgeschürfte Triasscholle an der Basis seiner Stolzalpen-Decke – lieferte altpaläozoische Conodonten (F. EBNER et al., 1977). Gegenüber der ursprünglichen Auffassung eines einheitlichen Mesozoikumszuges im Sinne H. STOWASSERs (1956) sind durch die in den letzten Jahren erkannte Trennbarkeit zweier mesozoischer Serien (Stangalmmesozoikum s. str. und Pfannockeinheit; K. LIEGLER, 1971; J. PISTOTNIK, 1974; A. TOLLMANN, 1975a) Abfolge und stratigraphische Zuordnung der Schichtglieder zu modifizieren, wobei diese Neuordnung derzeit noch kein gesichertes Gesamtbild erlaubt.

3.9.6.2.1. Stangalm-Mesozoikum (s. str.)

Da dieser eingeführte Begriff nur in seinem Umfang (durch Wegfallen der Obertrias- und Juraanteile), nicht aber bezüglich räumlicher Erstreckung, tektonischer Aussage und Stellung eine Änderung erfahren hat, wird ihm gegenüber der Bezeichnung „Melitzen-Scholle" A. TOLLMANNs (1975a) der Vorzug gegeben.

Das Stangalmmesozoikum s. str. (vgl. Abb. 113) umfaßt eine epimetamorphe zentralalpine Abfolge, die transgressiv verschiedenen Gesteinen des kristallinen Grundgebirges auflagert und mit (permo-)skythischen, z. T. konglomeratischen Quarziten einsetzt. In deren Hangendem ergibt sich mit dem Einsetzen von Rauhwacken- und Dolomitlagen in den Quarziten (Alpiner Röt) der Übergang in die karbonatische Mitteltrias mit dünnbankigen, dunkelgrauen, lagenweise quarzsandigen und schiefrigen Dolomiten, Kalkphylliten und Bänderkalken sowie Dolomit- und Hornsteinschlierenkalken. Darüber entwickelt sich aus dünnbankigen, mittel- bis dunkelgrauen Dolomiten der mächtige, vorwiegend helle, kristalline Wettersteindolomit, der das Haupt- und Leitgestein des Zuges bildet und öfters (vor allem in den hangenden Anteilen) bis mehrere Meter mächtige Schieferlagen (partim Bockbühelschiefer H. STOWASSERs, 1956) enthält. An manchen Stellen (Obere Saueregg-alm, südliche Eisentalhöhe, Erlacher Bock) folgen über dem Wettersteindolomit noch (teilweise konglomeratische) phyllitische Schiefer, die – da mit diesem primär verbunden – der Triasabfolge als Äquivalente der Raibler Schichten zugezählt werden müssen. Früher der Stangalm-Serie zugezählte, in der Flattnitz und im Gebiet zwischen Innerkrems und der Erlacher Hütte darüber folgende Bänderkalke, teilweise mit Hornstein (Karn nach J. PISTOTNIK, 1975) sowie mit diesen gemeinsam auftretende rötliche, radiolarienführende Kalke (Leckenschober, nördlich Erlacher Hütte; Jura H. STOWASSERs, 1956) liegen über einem fast durchgehend verfolgbaren phyllonitischen Bewegungshorizont (Karlwandschuppe A. TOLLMANNs, 1975a), der zumindest stellenweise sichere altpaläozoische Phyllite und Grüngesteine enthält, und müssen daher derzeit als altersunsicher (altpaläozoische Karbonate, verschleppte Mesozoikumsspäne?) gelten.

3.9.6.2.2. Pfannockeinheit

Die Pfannockeinheit (vgl. Abb. 113) umfaßt über einer mittransportierten Scholle des Grundgebirges (dem großteils mylonitisierten, aber grundsätzlich den Bundschuh-Orthogneisen vergleichbaren Pfannockgneis) eine diesem transgressiv auflagernde Sedimentserie, die sich durch die deutlich schwächere (anchizonale) Metamorphose von der Stangalmtrias unterscheidet. Die Abfolge beginnt mit pflanzenführendem, kontinental-klastischem Oberkarbon (Pfannockkarbon) und reicht über permoskythische, rote Klastika (Bockbrekzie, Werfener Schichten), anisische Dolomite mit Sandlagen, Wettersteindolomit, geringmächtige Schiefer (Karn), oberkarnische algenreiche Dolomite, Hauptdolomit und Plattenkalk bis zum Rhät (Kössener Schichten) der Eisentalhöhe.

3.9.6.3. Gurktaler Decke

Die epimetamorphe, altpaläozoische Hauptmasse dieser oberostalpinen Einheit umfaßt neben Abkömmlingen klastischer Sedimente (Gurktaler Quarzphyllite) die Derivate basischer sowie saurer bis intermediärer Vulkanite und deren Tuffe (Eisenhutschiefer, Metadiabasserie) und meist geringmächtige, linsige Karbonateinschaltungen (Eisendolomite, Bänderkalke). Die tektonische Vermengung dieser Gesteine im Zuge zweier Orogenesen erlaubt trotz Fossilfunden an einigen Stellen mit Schwerpunkt Silur- bis Unterdevon-Alter (R. Höll, 1970; F. Ebner et al., 1977) noch keine detaillierte Analyse, läßt aber eine weitgehende Übereinstimmung der Abfolge mit den Paläozoikumsgebieten Mittelkärntens und der Grauwackenzone erkennen.

Stärker metamorphe Komplexe im Bereich des Nockgebietes liegen im Kristallin der Ackerlhöhe (südwestlich Murau) mit (teilweise phyllonitischen) feldspatreichen Glimmerschiefern und Paragneisen vor, die vermutlich mitgeschleppte Kristallinanteile darstellen.

Stellenweise in transgressivem Verband mit dem Altpaläozoikum (Mallnock-Westhang, K. Liegler, 1970), treten jungpaläozoische kontinental-klastische Gesteinsfolgen auf, die in den feinerkörnigen Anteilen vielfach reiche Oberkarbonfloren geliefert haben (z. B. Königstuhl – Stangalpe, Turracher Höhe, Brunnach-Höhe; W. J. Jongmans, 1938; J. Tenčov, 1978). Im Gebiet der Werchzirbenalpe, des Königstuhls und zwischen Paal- und Lorenzengraben lagern über dem überwiegend aus Quarzkonglomeraten bestehenden Oberkarbon vermutlich permische, pelitisch-psammitische Rotsedimente mit einzelnen gröberklastischen Lagen (Werchzirmschichten, R. Schwinner, 1931).

3.9.6.4. Tektonik

Das im Westen dem Unterostalpin des Rahmens der Hohen Tauern alpidisch überschobene (Phyllonitisierung, basale Diaphthorese) Kristallin des Nockgebietes zeigt mit der alternierenden Abfolge von Paragneis- und Glimmerschieferserien, den tektonisch isolierten Orthogneisspänen und den gegenüber den alpidischen Achsen (W-E bis NW-SE, jüngere Überprägung N-S) verwinkelten, WSW-ENE-orientierten Hauptstrukturrichtungen (erkennbar vor allem an der Anordnung der Orthogneislamellen) die Züge des variszischen Bauplanes. Die autochthone, postvariszische Sedimentserie des Stangalmmesozoikums (s. str.) übergreift diskordant die verschiedenen Elemente des Untergrundes. Durch die alpidische Tektonik ist sie fast überall vom Grundgebirge abgelöst, basal verschuppt und wird hauptsächlich im Niveau des karnischen Schieferbandes (nur lokal greift die Abscherung tiefer) durch die Überschiebung der oberostalpinen Einheiten (Gurktaler Decke mit Pfannockeinheit) gekappt. Markiert wird diese Überschiebungsfläche durch (vom übrigen Altpaläozoikum nicht zu unterscheidende) Phyllite und Grüngesteine, über denen die Pfannockeinheit nach Norden (aus den großräumigen E-W-Achsen erkennbar) transportiert und dabei basal teilweise bis zur Obertrias zugeschnitten wurde (woraus sich durch Überlagerung der Mitteltrias des Stangalmzuges im Bereich der Eisentalhöhe die eine einheitliche Abfolge vortäuschende Scheinserie ergab). Die tektonische Überlagerung der Pfannockeinheit durch das Paläozoikum der Gurktaler Decke wird derzeit bezüglich ihres Zustandekommens noch unterschiedlich interpretiert. Nach A. Tollmann (1975a, 1977b) wurzelt die Pfannocktrias paläogeographisch – auf Grund der sandigen Ausbildung des Anis – im südlichsten Oberostalpin (Drauzug), wird zunächst auf einen nördlichen Anteil der Gurktaler Decke überschoben und in einer zweiten (Nach-) Schubphase des Südteiles der Gurktaler Decke unter letzterem eingewickelt. Das fazielle Argument des sandigen Anis dürfte allerdings für so weitreichende Konsequenzen nicht unbedingt ausschlaggebend sein (zumindest ohne genauere Analyse), da solche klastische Einstreuungen zu Beginn der geosynklinalen Einsenkung auch in anderen Bereichen (nicht nur im Drauzug; vgl. Th. Bechstädt, 1978) vorstellbar sind und beispielsweise auch in der – primär nicht unmittelbar anschließenden – jetzt unterlagernden Stangalmtrias in zeitlich vergleichbarem Niveau auftreten. Ein Vergleich der Mächtigkeit des Permoskyths im Drauzug (einige hundert Meter) und in der Pfannockeinheit (ca. 30 m) legt eben-

falls eine Gleichsetzung nicht unmittelbar nahe. Als weiteres Argument gegen die Herleitung der Pfannock-Einheit über die Gurktaler Decke als völlig selbständiges Element kann die transgressive Verknüpfung des Oberkarbons der Brunnach-Höhe einerseits in aufrechter Lagerung mit dem Pfannock-Gneis (H. STOWASSER, 1956; J. PISTOTNIK, 1977; von A. TOLLMANN, 1975a, 1977 b, als tektonische Grenze angenommen) und andererseits in inverser Lage mit den Gurktaler Phylliten des Mallnock (K. LIEGLER, 1970) gewertet werden. Unter Berücksichtigung dieser Tatsache wäre ein Hochschürfen der Pfannocktrias mit – eventuell eine Kristallinschwelle bildendem – Grundgebirge (Pfannock-Gneis) im Zuge des Transportes der Gurktaler Decke und die gemeinsame weitere Verfrachtung eine den Beobachtungen eher gerecht werdende Vorstellung.

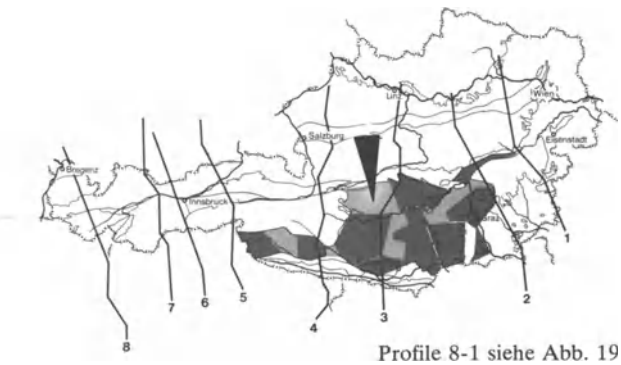
Vorläufig ungeklärt ist die Herkunft des im Nordosten des Nockgebietes auftretenden Kristallins der Ackerlhöhe, das (mit auflagernden Mesozoikumsresten) im Norden auf das hier den Untergrund bildende Murauer Paläozoikum überschoben ist, im Süden über Gurktaler Altpaläozoikum mit eingeklemmten Oberkarbon-Spänen aushebt und seinerseits vom Oberkarbon des Paaler Konglomerates überlagert wird. Auch dabei dürfte es sich um eine von Teilbereichen der Gurktaler Decke mitgeschürfte Scholle von Grundgebirge handeln, die eventuell über eine Großfalte und eine bisher nicht lokalisierbare tektonische Fuge innerhalb der Gurktaler Decke aus dem Untergrund hochgeschleppt wurde (F. NEUBAUER, 1978).

Literatur: ANDERLE N. et al. 1964; BECHSTÄDT TH. 1978; BECK-MANNAGETTA P. 1959b; CLIFF R. A. 1968; EBNER F. et al. 1977; EXNER CH. 1967; GÖD R. 1976; HAWKESWORTH C. J. 1976; HÖLL R. 1970; HOLDHAUS K. 1921; JONGMANS W. J. 1938; LIEGLER K. 1970; NEUBAUER F. 1978; PISTOTNIK J. 1975, 1977; PLOTENY P. 1957; SCHWINNER R. 1927, 1931; STOWASSER H. 1956; TENČOV J. 1978; THURNER A. 1958; TOLLMANN A. 1959, 1975a, 1977a, b.

3.9.7. Die Schladminger und Wölzer Tauern

Von ALOIS MATURA

Mit Abbildung 97



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Die Schladminger Tauern sind ein Hochgebirge mit schroffen Formen, steilen, oft felsigen Talflanken und eher düsterem Landschaftscharakter. Die Gipfel und Grate, von denen viele zwischen 2400 m und 2800 m hoch sind (Hochgolling, 2863 m; Hohe Wildstelle, 2747 m), haben viele Kare mit gelegentlich ausdauernden Firnflecken und zahlreichen Bergseen. Reizvoll ist der Gegensatz zu den hellen Kalkbergen der Radstädter Tauern. Mit abnehmenden Höhen und in der Almregion zunehmend begrünt, setzen die Schladminger Tauern gegen Osten in die Wölzer Tauern fort (Süßleiteck, 2509 m; Schober Spitze, 2423 m; Hohenwart, 2301 m). Beide gehören zu den Niederen Tauern, die vom Murtörl bis zum Palten-Liesingtal reichen.

3.9.7.1. Grundzüge des geologischen Baues

Das Gebiet ist vorwiegend aus kristallinen Gesteinen aufgebaut, die dem ostalpinen Altkristallin zugeordnet werden. Den westlichen Teil bilden die Schladminger Tauern, in welchen Orthogneise, Migmatit- und Paragneise dominieren, den östlichen Teil die Wölzer Tauern mit Glimmerschiefern und Marmoren. Die Gneise der Schladminger Tauern tauchen gegen Osten flach unter die Glimmerschieferzone ab. Den nördlichen Rahmen bildet entlang der Südflanke des Ennstales die Ennstaler Phyllitzone, die zur Grauwackenzone gehört (siehe 3.6.7.). Sie hat eine höhere geologische Position, da sowohl die

stoffliche Schichtung als auch die Schieferung im Grenzbereich mittelsteil nordwärts einfällt. Dem Unterostalpin der Radstädter Tauern mit Quarzphylliten und vorwiegend karbonatischer, mesozoischer Entwicklung liegt das Kristallin der Schladminger Tauern an einer generell flach bis mittelsteil gegen Osten einfallenden, stark verfalteten und verschuppten Grenzfläche auf. Das Gebiet des Hochgrößen und Bösenstein im Nordteil des östlichen Rahmens ist mit vorwiegend Ortho- und Paragneisen der westliche Ausläufer des Kristallins der Seckauer Tauern und wird daher im folgenden Kapitel (3.9.8.) beschrieben. Dieser Gneiskomplex taucht achsial gegen Westen unter die Ennstaler Phyllitzone und die Glimmerschieferzone der Wölzer Tauern ab. Der Südteil des östlichen Rahmens wird durch eine N-S-verlaufende Störungslinie entlang der Pölsfurche markiert. Die Niedere Tauern-Südrandstörung an der Linie Lessach – Krakaudorf – Oberwölz – Niederwölz (A. THURNER, 1976) und der Abschnitt des Murtales bei Unzmarkt bilden die Südgrenze. Die westliche Fortsetzung dieser Linie kommt vermutlich in jener Phyllonitzone zum Ausdruck, die von Lessach über den Zankwarner Berg nach Westen zieht und, bei St. Rupert das Weißpriachtal querend, nach Südwesten weiterstreicht (G. ZEZULA, 1976). Im Süden des Altkristallins der Schladminger Tauern schließt an steil bis mittelsteil südfallender Grenzfläche das Altkristallin des Nockgebietes mit vorwiegend Glimmerschiefern und Marmor an. Diese Serie verbindet sich gegen Osten und Nordosten mit der Glimmerschieferzone der Wölzer Tauern und verläßt dieses Gebiet in südöstlicher Richtung gegen Judenburg. Das Murauer Paläozoikum überlagert nach A. THURNER (1957) tektonisch die altkristallinen Gesteine im Süden.

3.9.7.2. Gesteinsbestand

Die *Orthogneise* von meist granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung bilden die Kerne des Altkristallins der Schladminger Tauern. Örtlich sind sie als Augengneise ausgebildet. Nur selten ist das primäre, massige Erstarrungsgefüge erhalten geblieben. Die Grenze zum Nebengestein ist meist unscharf und verläuft im allgemeinen parallel zur Schieferung. Zu den größeren Vorkommen zählen Untertal – Hochwildstelle – Kleinsölktal (Gasthof Sagschneider), hinteres Weißpriachtal (Mentenkarspitz) und hinteres Etrachtal (Wildenkar). Vereinzelte Vorkommen von massigen, groben Dioriten mit porphyrischer Hornblende gehen örtlich in Amphibolite über.

Paragneise mit durch Feldspatsprossung oder Durchaderung mehr oder weniger ausgeprägtem Migmatitcharakter umgeben die Orthogneiskerne und bilden das meist verbreitete Gestein des Schladminger Gneiskomplexes. Die *Granatglimmerschiefer* der Wölzer Tauern zeigen häufig durch höheren Feldspat- und Quarzgehalt auch gneisartige und quarzitische Spielarten. Gröbere Kristallinität und der Gehalt an Staurolith und Disthen sind in den südlichen Bereichen bemerkenswert (Greim, Stangereck). In der Nachbarschaft der Orthogneiskerne sind die Glimmerschiefer von Feldspat durchsproßt. Immer wieder sind auch Kohlenstoffanreicherungen zu beobachten, die vermutlich einen Horizont bilden und vielfach an die Nähe von Marmorvorkommen gebunden sind.

*Marmor*vorkommen konzentrieren sich in auffallender Weise am Nordrand der Wölzer Tauern, vor allem zwischen Sattental und Donnersbachtal, und im Südosten derselben im Raume Hohenwart – Bretstein – Oberzeiring; sie erreichen eine Mächtigkeit von 200–300 m. In diesen Marmoren liegt, an steile N-S-streichende Gänge gebunden, die Blei-Zink-Silber-Eisen-Lagerstätte von Oberzeiring. Daneben gibt es noch zahlreiche kleinere Marmorvorkommen im Raum um den Sölker Paß und südlich der Schladminger Tauern. Die Marmore variieren in der Farbe (gelblichweiß, rosa-gebändert, weißgrau-gebändert), im Chemismus (kalkig, dolomitisch, mergelig) und in der Kristallinität. Dabei unterscheiden sich nach W. FRITSCH (1953) die Marmore von Typus Gumpeneck-Sölk durch die größere Vielfalt der Ausbildung von den Marmoren vom Typus Bretstein. Diese Unterschiede und die ausgeprägte räumliche Trennung werden von K. METZ (1976) auf fazielle bzw. tektonische Einflüsse zurückgeführt. Die „Bretsteinserie" (F. HERITSCH, 1921) wird außerdem häufig von *Pegmatiten* begleitet, die meist gut geschiefert sind und konkordant eingeschlichtete Körper bilden, örtlich aber auch Schieferung und Marmor diskordant durchschlagen. Radiometrische Altersbestimmungen an Pegmatit-Muskowiten ergaben voralpidisches Alter dieser Pegmatite (E. JÄGER & K. METZ, 1971).

Quarzite sind mengenmäßig unbedeutend, häufig glimmerführend und durch Übergänge mit dem Nebengestein verbunden. Ein schmaler Zug von Serizitquarziten, die eine Ähnlichkeit zu den Rannachschiefern besitzen (K. METZ, 1976), markiert im Norden die Grenze zur Ennstaler Phyllitzone. Ähnliche Quarzite befinden sich auch am Nord- und Westrand sowie innerhalb des Schladminger Gneiskomplexes (Eiskar, Hochgolling). In der Glimmerschieferzone der Wölzer Tauern sind neben lichten bis weißen

Quarziten auch kohlenstoffreiche Typen häufig in der Nähe von Marmor zu finden.

Vielfältig sind die *Amphibolit*einschaltungen im gesamten Gebiet der Schladminger und Wölzer Tauern ausgebildet. Neben Hornblende und Plagioklas sind auch Granat und Biotit in wechselnden Mengen am Aufbau der teils homogenen, teils gebänderten Varietäten beteiligt. Eine auffallende Sonderform bilden die häufig quarzreichen *Hornblendegarbenschiefer.* In der Glimmerschieferzone der Wölzer Tauern sind Amphibolite im allgemeinen in der Nähe von Marmoren zu finden.

Serpentinit, Talk- und *Strahlsteinschiefer* treten vereinzelt als kleine Linsen oder dünne Lamellen im Schladminger Gneiskomplex oder seinem Randbereich auf.

3.9.7.3. Zum Bau und zur geologischen Entwicklung

Weite Bereiche des Schladminger Gneiskomplexes und der Glimmerschieferzone wurden unter den Bedingungen der Amphibolitfazies geprägt. Es entstanden Amphibolite, Granat-Biotitgneise und Granat-Glimmerschiefer, örtlich mit Staurolith und Disthen. Diese Metamorphose hat tektonische Vorgänge, die den heutigen Innenbau der Schladminger und Wölzer Tauern maßgeblich bestimmen, begleitet und überdauert. Dies trifft beispielsweise auf den Südteil der Schladminger Tauern zu, wo Saigerstellung oder steiles Einfallen nach Nord oder Süd große Verbreitung besitzen und steilachsige Verfaltung (östlich Hochstubofen) beobachtet werden kann, sowie auf den eher flachwelligen Bau im Osten, in dem marmorreichen Raum um Bretstein, Pusterwald und Oberzeiring oder auf die „Internfaltentektonik", die W. Fritsch (1953) aus den Gumpeneckmarmoren beschreibt. Vor oder während dieser orogenen Ereignisse erfolgte die Intrusion von Graniten und Granodioriten im Gebiet der Schladminger Tauern. Dies führte in den benachbarten Gesteinen zu Migmatisation in Form von Aderung und Feldspatsprossung. Die nachfolgende Tektonik hat den Gneiskomplex in mehrere achsial E-W-streichende Großfalten gelegt (O. Schmidegg, 1938, unterschied vier Antiklinalen). Örtlich, wie etwa zwischen Preber und Katschbachtal, verläuft die steile Schieferung transversal zur Grenze Glimmerschiefer – Migmatitgneis, sodaß, wie etwa im Ranten- oder Etrachtal, im Talboden Migmatitgneise und Orthogneise auftreten, in ihrer streichenden Fortsetzung in den benachbarten Kammregionen aber Glimmerschiefer (A. Thurner, 1958). Dem Altbestand an vorherrschend E-W-streichenden Faltenachsen und Lineationen im gesamten Gebiet gehören auch NE-Achsen an (K. Metz, 1976).

All diese Vorgänge (Magmatismus, Tektonik, Metamorphose) sind durch die radiometrische Datierung der Pegmatite in der Bretsteinserie als voralpidisch einzustufen.

Jüngeren Alters sind eine oder mehrere tektonische Phasen mit einer N-S-gerichteten Einspannung und begleitet von pt-Bedingungen, die bis in die Grünschieferfazies reichten und die vor allem den Westrand und Nordrand des Altkristallins der Schladminger und Wölzer Tauern erfaßt, aber auch innerhalb dieses Bereiches gewirkt haben. An der Grenze zur Ennstaler Phyllitzone im Norden wurde die alte Schieferung teils wieder belebt, teils transversal durchgeschert („Umscherungstektonik", W. Fritsch, 1953) und der Mineralbestand rückschreitend an die Bedingungen einer niedrigeren Metamorphosestufe angeglichen. Dieser Einfluß klingt gegen Süden allmählich aus. Als Relikte des älteren Mineralbestandes sind teilweise bis vollständig chloritisierte Granate, Biotite und Hornblenden oder gefüllte Plagioklase zu finden. Im Grenzstreifen zur Ennstaler Phyllitzone konnte W. Fritsch (1953) Schuppung bzw. Wechsellagerung von Ennstaler Phylliten und diaphthoritischen Glimmerschiefern sowie eine spitzwinkelige Diskordanz zwischen dem ENE-Verlauf der Grenzzone und dem E-W-Streichen der jungen Schieferung feststellen. Weiter im Osten, im Raume Donnersbach, sind die einander benachbarten Phyllite und Glimmerschiefer gemeinsam nach etwa mit 20 Grad nach West einfallenden Achsen in steilschenkelige, große Scherfalten zusammengestaucht worden. Die Marmorlinsen im Hochstein-Mölbegg-Kamm können als Ausläufer der Gumpeneckmarmore aufgefaßt werden, die diskordant zur Schieferung vom Hochstein nach Norden ziehen und sich über dem achsial nach Westen abtauchenden Bösensteinkristallin in einen nördlichen und einen südlichen Ast aufspalten (K. Metz, 1976). Die Kette von Marmorvorkommen in der südlichen Abzweigung (Mölbegg-Schuppen) verläuft entlang einer steil SSW-fallenden Störungszone, die die Glimmerschieferzone der Wölzer Tauern (mit flach bis mittelsteil südfallender Schieferung im Grenzbereich) diskordant vom Bösensteinkristallin trennt (K. Metz, 1964).

Im Schladminger Gneiskomplex hat sich die junge Tektonik bevorzugt im westlichen und nördlichen Randbereich sowie in Schwächezonen innerhalb dieses eher aus kompakten Gesteinen aufgebauten Areals unter Beteiligung entsprechender Metamorphosebedingungen ausgewirkt und in erster Linie zur Bildung von Chloritgneisen und Phylloniten (entlang steiler E-W-strei-

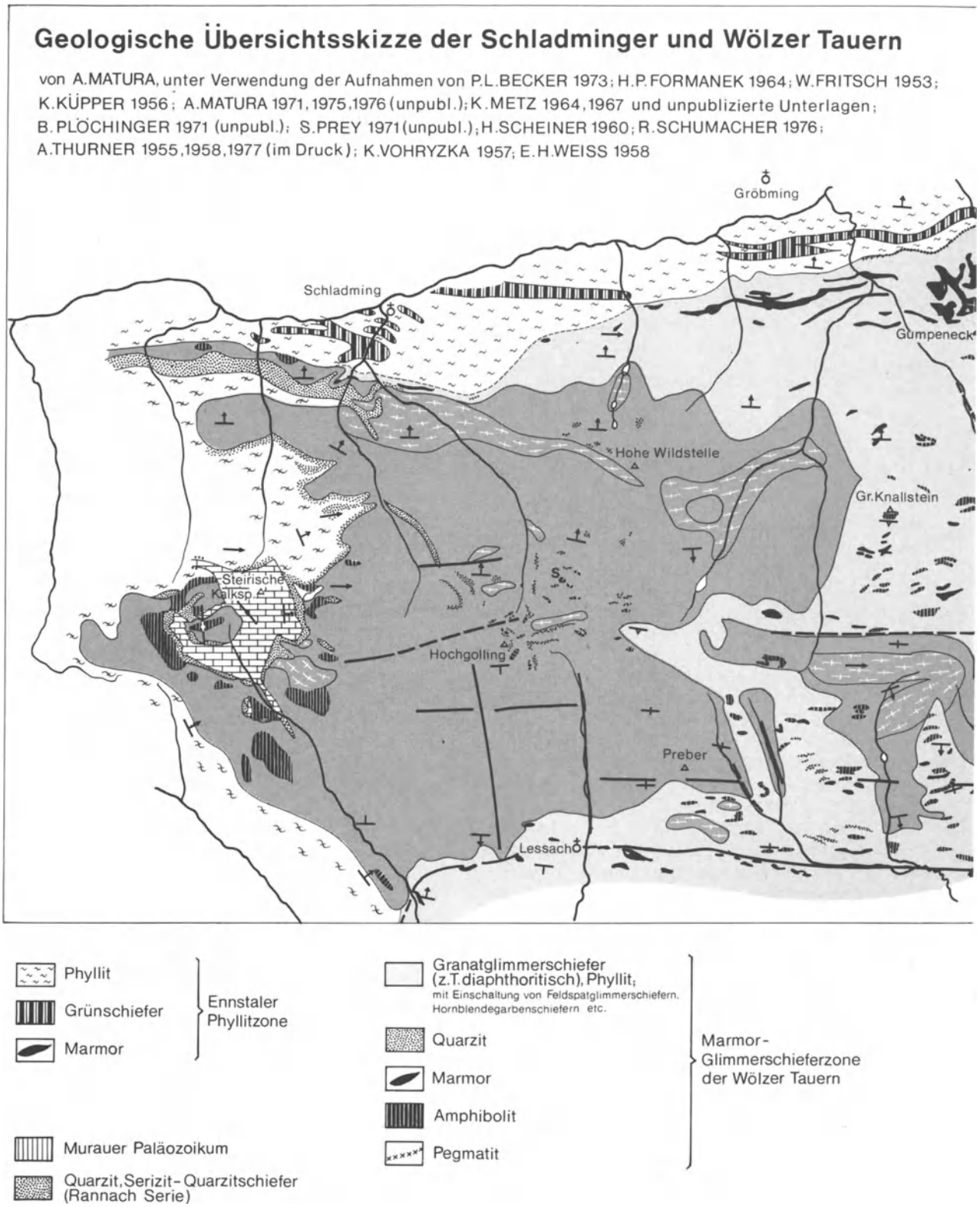
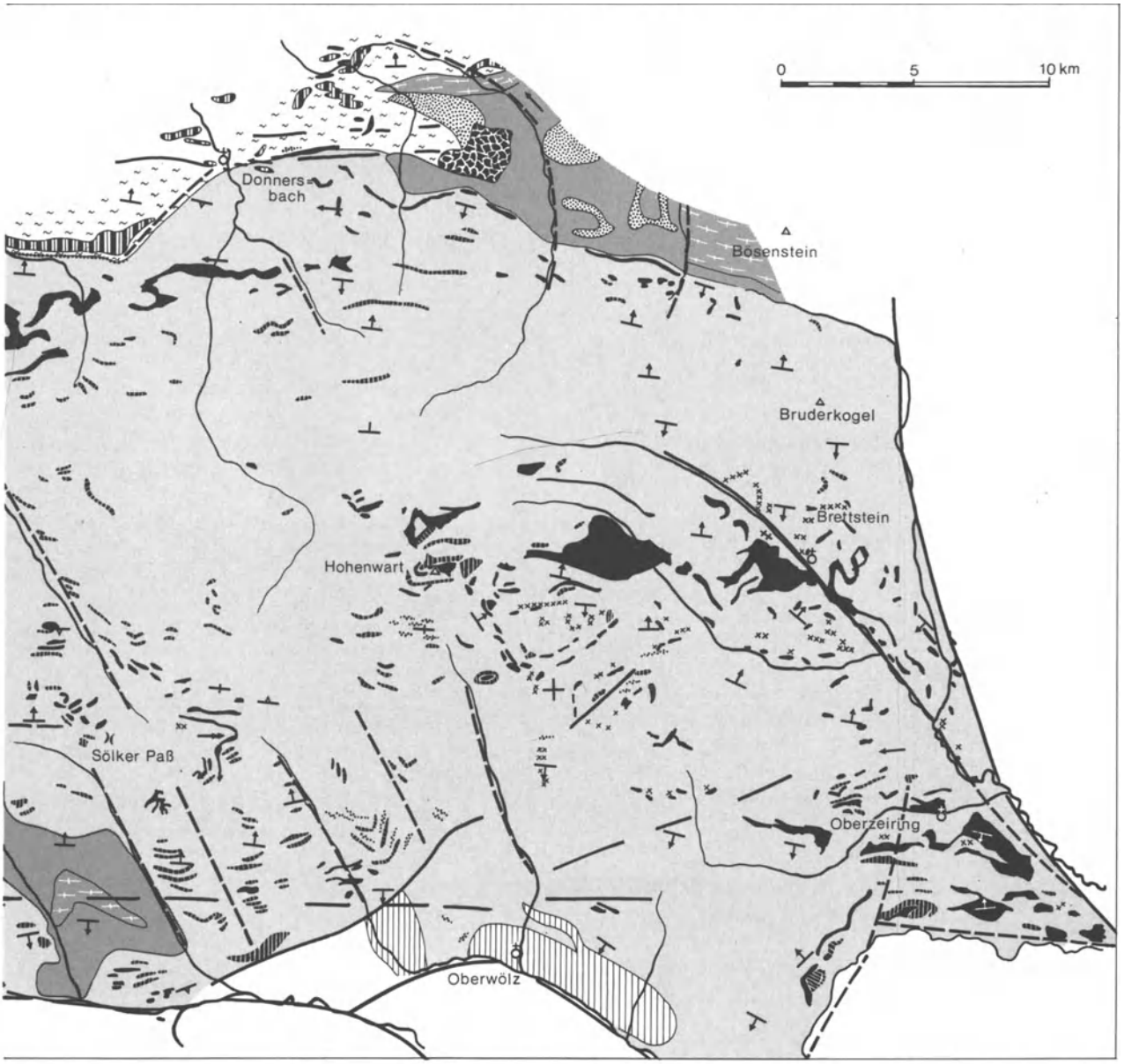


Abb. 97. Geologische Übersichtsskizze der Schladminger und Wölzer Tauern



±migm.Paragneis, Hornblendegneis, mit Einschaltungen von Amphiboliten
Orthogneis
Amphibolit
Ultrabasit, Serpentinit
} Kristallin der Schladminger und Seckauer Tauern

vorw.karbonatisches Mesozoikum
Quarzit, Geröllquarzit und -phyllit, Serizitquarzitschiefer
Quarzphyllit
} Unterostalpin der Radstädter Tauern

Störung

Fallzeichen für Schieferung:
horizontal flach mittelsteil steil saiger

Fallzeichen für Faltenachsen:
horizontal flach steil

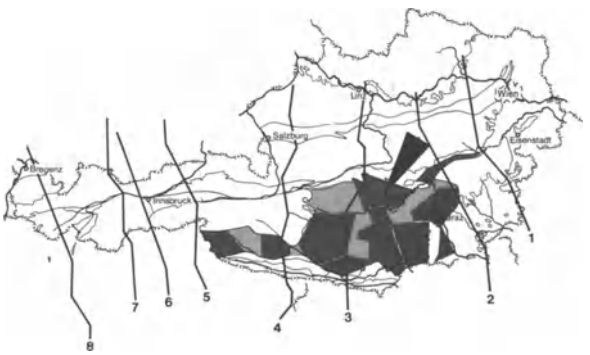
chender Störungszonen) geführt. Wie eingangs erwähnt, liegt der Schladminger Gneiskomplex im Westen den Radstädter Quarzphylliten auf. Im Bereich der Kalkspitzen ist eine Folge von Radstädter Quarzphyllit und Mesozoikum eingefaltet. Der flach bis mittelsteil NE-fallende, aufrechte Liegendschenkel liegt dem Gurpitscheck-Kristallin auf, dem westlichsten Teil des Schladminger Gneiskomplexes. Der verkehrte Hangendschenkel dieser Mulde wird im Osten vom Kristallin überlagert. Die vorherrschend E-W-orientierten Achsen sind jünger als Querachsen mit N-S- oder NW-Lage (H. SCHEINER, 1960). Im Nordwesten entsendet der Schladminger Gneiskomplex einen Ausläufer, der im Kern einer Mulde über das Hochfeld und die Gasselhöhe bis in die Ostflanke des Forstautales reicht und dort gegen Westen aushebt. Ein weiterer Ausläufer mit Amphiboliten und Chloritgneisen ist diesem nördlich vorgelagert (O. SCHMIDEGG, 1938) und reicht bis gegen das Taurachtal oder weiter. Aus diesen Gegebenheiten läßt sich ableiten, daß nach der tektonischen Überlagerung der Radstädter Serien durch das Schladminger Kristallin und der vermutlich im selben Zug erfolgten Einfaltung der Kalkspitzentrias der nördliche Bereich eine Einengung mit südvergenter Faltung und Schuppung erfuhr. Die Radstädter Quarzphyllite reichen in schmalen Zonen z. T. weit in den Schladminger Gneiskomplex nach Osten. Die bedeutendste zieht von Hopfriesen im Obertal nach Südosten über das Eiskar zum Hochgolling. Diese relativ bildsamen Einschaltungen wirkten als Schwächezonen und haben daher einen großen Teil der tektonischen Bewegungen aufgenommen. Sie stehen ferner in auffallender Verbindung mit sogenannten „Branden". Das sind weithin verfolgbare Gesteinslagen aus phyllonitischen Schiefern, Quarziten und Amphiboliten, die infolge ihres Pyrit- und Karbonatgehaltes stark rostrot anwittern und daher im Gelände deutlich hervortreten. Die alten Schladminger Erzbaue sind an diese „Branden" geknüpft. Im unteren Weißpriachtal, dem Südwesteck des Schladminger Kristallins, vereinen sich die Radstädter Quarzphyllite im Liegenden und die Marmor-Glimmerschiefer-Zone von Lessach im Hangenden des Kristallins und streichen mit östlichem Einfallen nach Süden.

Literatur: BACHMANN H. 1964; BECKER L. P. 1973; FEHLEISEN F. & GAMERITH H. 1965, 1967; FORMANEK H. P. 1964; FORMANEK H. P., KOLLMANN H. & MEDWENITSCH W. 1961; FRIEDRICH O. M. 1933a, b, 1969a, b; FRITSCH W. 1953a; GAMERITH H. 1964; GEYER G. 1890; HAAS H. 1956; HAUSER A. & BRANDL W. 1956; HERITSCH F. & SCHWINNER R. 1924; HIESSLEITNER G. 1929; IPPEN J. A. 1902; JÄGER E. & METZ K. 1971; KITTL E. 1920; KOBER L. 1938, 1955; KOLLER F. 1976; KÜPPER K. 1956; METZ K. 1954, 1964a, b, 1971a, b, 1976a, b; NEUBAUER W. 1952; PRIEWALDER H. & SCHUMACHER R. 1976; REDLICH K. A. 1903; ROSSNER R. 1976; SCHEINER H. 1960; SCHMIDEGG O. 1936–1938; SCHWINNER R. 1923b, 1924, 1929, 1951; SHINNAWI M. A. et al. 1964; SKALA W. 1964, 1965, 1967; STIPPBERGER W. 1956; THURNER A. 1955, 1956, 1957b, 1958, 1976; TORNQUIST A. 1921; VACEK M. 1893; VOGELTANZ R. 1964; VOHRYZKA K. 1957; WEISS E. H. 1958; WIESENEDER H. 1923b, 1939b; ZEZULA G. 1976.

3.9.8. Die Bösensteingruppe und die Seckauer Tauern

Von SUSANNA SCHARBERT

Mit Abbildung 98



Der östlichste Teil der Niederen Tauern wird auch Rottenmanner Tauern genannt. Die Gebirgsgruppe wird von der Pölslinie in Nord-Süd-Richtung durchschnitten. Als Blattverschiebung trennt sie das nordwestliche Kristallin der Bösensteingruppe vom eigentlichen, südöstlicher liegenden Seckauer Kristallin der Seckauer Tauern. Beide Areale sind aus ähnlichen Gesteinsformationen aufgebaut.

Am Ostende der Niederen Tauern treten diese beiden Berggruppen wegen ihrer gesteinsbedingten größeren Höhen auch morphologisch stärker

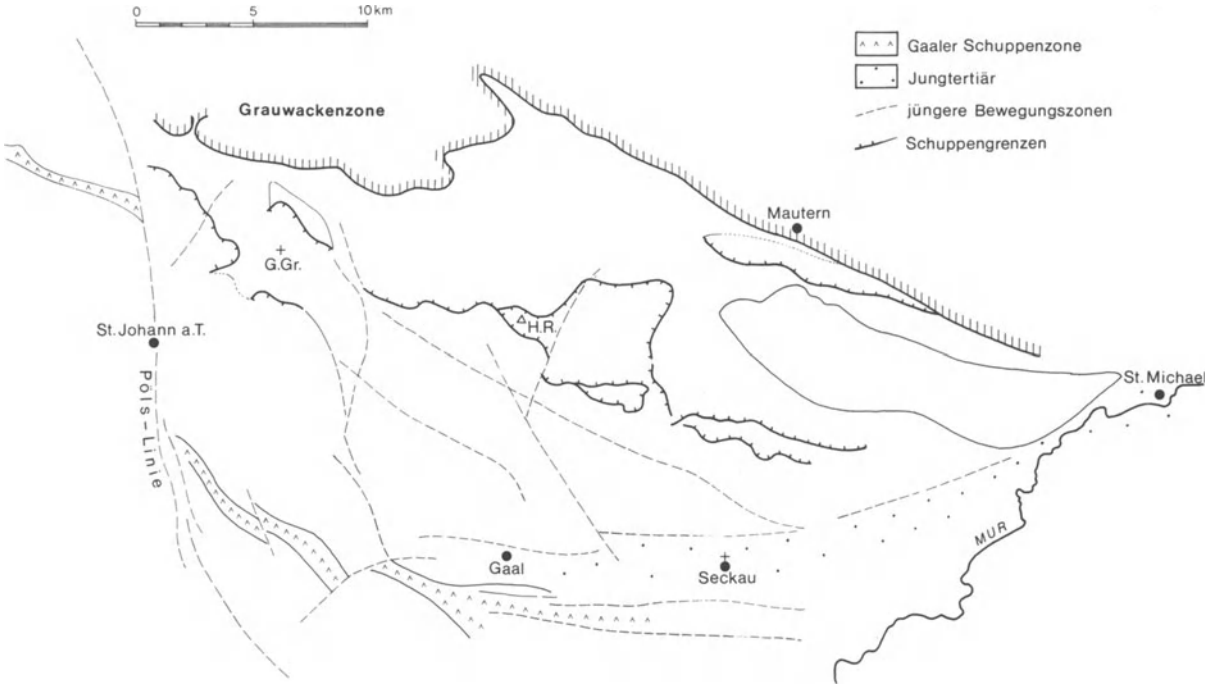


Abb. 98. Zerlegung des Kristallins der Seckauer Tauern in tektonische Einheiten, nach K. METZ (1976), *G. Gr.* Großer Griesstein, *H. R.* Hochreichart.

in Erscheinung, mit stärker felsigen Gipfeln und durch Seen belebten Karen (Bösenstein, 2449 m; Hochreichart, 2416 m).

Das Kristallin der Bösensteingruppe (es gibt auch den Namen Pölsenstein) grenzt im Norden an die tektonisch aufliegende Grauwackenzone, verschwindet im Westen unter den Ennstaler Phylliten (vgl. 3.6.7.) und grenzt im Süden tektonisch an die flach liegenden Wölzer Glimmerschiefer.

Das Kristallin der Seckauer Tauern östlich der Pölslinie wird im Norden von der permisch-untertriadischen Rannachserie transgressiv überlagert. Im Süden grenzt es tektonisch an den steilstehenden bis überkippten Flatschacher Zug mit der Gaaler Schuppenzone, einer NW-streichenden Fortsetzung des Gleinalmkristallins, dessen Gesteine auch westlich der Pölslinie (u. a. Serpentin vom Hochgrössen) auftauchen. In die Gaaler Schuppenzone sind auch Rannachserie und Wölzer Glimmerschiefer tektonisch einbezogen worden.

Das Seckauer Kristallin zieht, tektonisch stark reduziert und zerbrochen, als schmaler Gneiszug (Mugelgneise) über das Murtal in die Gegend südöstlich von Leoben.

Dominierendes Merkmal des Seckauer Kristallins sind die mächtigen Gneismassen granitoider Zusammensetzung, wie sie in ähnlichem Umfang in anderen Gebieten des Altkristallins kaum anzutreffen sind. Neben biotitreichen Flasergneisen mit und ohne Mikroklin treten homogene Granodioritgneise mit basischen Einschlüssen (z. B. in der Gaal) auf, geschieferte Gneise, deren magmatische Feldspateinsprenglinge wohl erhalten sind, sowie Gneise, deren Feldspate durch Blastese entstanden sein mögen (Umgebung Untere Bodenhütte). Im allgemeinen wechselt der petrographische Habitus rasch und bewirkt eine Vielfalt von unterschiedlichen Gneistypen, die kartenmäßig schwer als selbständige Gesteinskörper auszuscheiden sind. In den oben geschilderten, stark vergneisten Typen stecken schwach deformierte Granite, die zum Teil mehrere Zentimeter große Feldspateinsprenglinge führen (Südende des Rannachgrabens), muskowitführende Gneisgranite (Gebiet des Seckauer Zinkens) und recht massige, augige Granite (nördlich der Unteren Bodenhütte im Feistritzgraben); Pegmatite sind selten. Alle Gesteinstypen sind kataklastisch deformiert und rekristallisiert.

Die Granitgneise wurden, wie wir aus radiometrischen Untersuchungen wissen (s. Abb. 8), im Zuge der variszischen Orogenese gebildet. Dabei wurden Granite s. l. einer älteren Bildungsphase von einer Deformation (und Meta-

morphose?) erfaßt. Die schwach deformierten jüngeren, vermutlich posttektonischen Granitvarietäten, die vor rund 320 Mio. J. entstanden, wurden ebenso wie das Gefolge von Granit- und z. T. granatführenden Aplitgängen mit großer Wahrscheinlichkeit erst während der alpidischen Gebirgsbildung vergneist. Diese Beobachtungen bekräftigen die Vorstellungen einer zweiphasigen Granitintrusion von W. SCHMIDT (1921) und R. SCHWINNER (1923b). Die Auffassung von K. METZ (1976a), daß ein Teil der Gneise durch Granitisierung aus der Rannachserie entstanden ist (R-Gneise), kann aufgrund der neuen Untersuchungsergebnisse nicht bestätigt werden.

Die Abfolge von recht inhomogenen Granitoiden intrudierte in ein Dach von eintönigen Paragesteinen (Paragneise, Biotitschiefer, quarzitische Gneise). Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist im Ost- und Südteil des Seckauer Massivs zu finden und besonders ausgedehnt im westlichen Teil des Bösensteinkristallins. Lamellen von Paragestein sind auch konkordant in den Granitgneisen eingeschlichtet. Selten sind Linsen von Amphibolit. Hornblendeführende Paragneise treten untergeordnet auf, z. B. am Sommertörl östlich St. Oswald. Den Paragneisen ist ein markantes Band von hellem Orthogneis eingeschaltet, das recht gut in den Gräben östlich der Pöls aufgeschlossen ist. Auf Grund des „kaledonischen" Datums von 430 Mio. J. ist somit ein mindestens altpaläozoisches Alter der Paraserie belegt.

Durch die variszische Metamorphose liegen die Gesteine in Amphibolitfazies vor. Der Einfluß der alpidischen Metamorphose bewirkte u. a. die Kristallisation von feinschuppigem Serizit, der besonders in den Granitgneisen recht auffällig ist. Die Temperaturen blieben dabei unter schätzungsweise 500° C, da primärer Muskowit nach der Rb-Sr-Methode noch ein variszisches Alter hat. Die Schließungstemperaturen (ab denen die chronologische Uhr zu laufen beginnt) von Muskowit für das K-Ar- und von Biotit für das Rb-Sr-System wurden jedoch überschritten, wie die altalpidischen Altersresultate beweisen.

Das Gebiet des Seckauer Kristallins lag demnach während der alpidischen Metamorphose in einem thermisch schwächeren Feld als etwa das südlichere Glein-, Kor- und Saualmkristallin, deren Muskowite altalpidische Alter haben.

Die alpidische Gebirgsbildung erfaßte auch die dem Seckauer- und Bösensteinkristallin transgressiv auflagernde Rannachserie (non Rannachfazies, siehe S. 397). Sie liegt in Grünschieferfazies vor und enthält neben Konglomeraten, die Quarz- und selten Porphyroid- und Granitgerölle führen (Rannachkonglomerat), Serizit-Quarz-Schiefer, Serizit-Quarzite, Phyllite und kleine linsenförmige Einlagerungen von kristallinen Kalken. Der *Rannachserie* wird ein permoskythisches Alter zugeschrieben; sie wird dem Semmeringquarzit faziell gleichgestellt (K. METZ, 1947).

Die alpidische Orogenese bewirkte in diesem phyllitreichen Material eine starke Tektonik; sie ist auch verantwortlich für die Einschuppung der Leimser und Frauengrabengneise (Teilen des Seckauer Kristallins) in die Rannachserie südlich Mautern, die ihrerseits wieder durch einen Zug graphitführenden Karbons zweigeteilt ist.

Im Seckauer und Bösensteinkristallin verläuft das allgemeine Streichen NW bis WNW bei flachem bis mittelsteilem Einfallen nach NE. Antiklinalstrukturen sind vor allem im Westteil des Seckauer Kristallins zu beobachten. Junge Störungen, mit denen lokal intensive Verschieferung und kataklastische Deformation einhergehen, verlaufen im allgemeinen N–S (Gaal- und Ingeringgraben) und WNW und zerlegen das Sekkauer Kristallin mit seinen Antiklinalstrukturen in mehrere Blöcke. Die westlichen Blöcke wurden entlang dieser Störungen nach Norden gezerrt, wobei es lokal zu Überschiebungen kam (K. METZ, 1976a). An Störungen ist auch das Seckauer Tertiärbecken eingesenkt, das zwischen dem Seckauer Kristallin im Norden und dem Flatschacher Zug im Süden liegt.

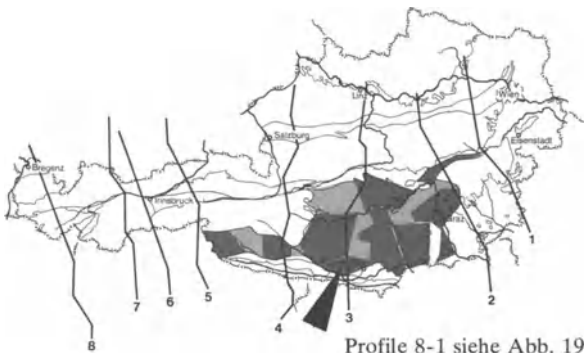
Das Bösensteinkristallin zeigt starke Einengung und Zusammenstauchung mit steiler Lagerung und intensiver Bruchzerlegung. Lokal kommt es zu tektonischen Wiederholungen (z. B. Steiner Mandl). Die intensive Tektonik wird mit dem Nordschub dieser Kristallinmasse entlang der Pölslinie in alpidischer Zeit in Zusammenhang gebracht.

Die dem Kristallin und der Rannachserie auflagernde Grauwackenzone in den Seckauer Tauern wird im regionalen Teil (3.6.2.) behandelt.

Literatur: METZ K. 1947, 1976a; SCHMIDT W. J. 1921; SCHWINNER R. 1923b.

3.9.9. das Altkristallin nordwestlich von Villach und im Klagenfurter Becken

Von Benno Plöchinger



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Unter diesem Titel ist das zwischen dem Drautal und dem Gegendtal (Treffen – Afritz – Radenthein) gelegene, mittelostalpine Kristallin des Nockgebietes vom Mirnock bis Villach und das mittelostalpine Kristallin zu verstehen, das sich rund um den Wörthersee ausbreitet („Seenkristallin" nach P. Beck-Mannagetta).

Der Gebirgsstock mit dem Mirnock (2110 m) als höchste Erhebung weist steilere Flanken und sanft geformte, almentragende Höhen auf. Gegen die Südseite des Millstätter Sees entsendet er einen niederen Rücken; gegen das im Osten verflachende und auskeilende Ende zeigt er sich vor allem durch das Krastal zerteilt. Südöstlich des Ossiacher Sees und um den Wörther See breitet sich ein von Furchen und sanften Tälern durchzogenes, glazial geformtes Hügelland aus, dessen größte Höhen um 1000 m liegen. Das ausgeprägte Relief der Landschaft um Rosegg ist im komplizierteren geologischen Aufbau begründet.

Die tiefste Serie des im allgemeinen WNW-ESE streichenden und NNE-fallenden Kristallins nordwestlich des Krastales bildet eine dem Drautal entlang laufende Zone pegmatitreicher Zweiglimmerschiefergneise, die durch einen Disthen-Staurolith-Gehalt ausgezeichnet ist. Von nördlich Weißenstein bis zum Krastal befindet sie sich im Liegenden eines mächtig anschwellenden, gelegentlich von Granatamphibolit begleiteten Kalkmarmorzuges. Dieser weist Einschaltungen von einem an Quarz und an Feldspat reichen Kalksilikatgestein sowie von Glimmer- und Tremolitmarmor auf und wird von Pegmatiten durchschlagen. Ähnlich liegen die Verhältnisse im Gummener Marmorzug des leicht eingemuldeten, vorwiegend aus Paragneisen und Glimmerschiefern aufgebauten Wollanig, in dem auch ein größeres Tremolitmarmorvorkommen und ein magnetitvererzter Granatamphibolitkörper liegen (N. Anderle 1977, Blatt Arnoldstein 1 : 50.000, Beitrag B. Plöchinger).

Erwähnenswert sind die bis faustgroßen Klumpen von Nb- und Ta-Mineralen und die Spuren von U-Mineralen im Pegmatit bei Spittal/Drau. Als Ursprung der zahlreichen Granitpegmatite könnte man mit R. Schwinner (1927) und W. Petrascheck (1927) das Restmagma des Villacher Granites annehmen.

Zur nördlicher und höher gelegenen Serie des Kristallins nordwestlich des Krastales zählen die ebenso von Pegmatiten durchdrungenen, granatführenden Paragneise, Zweiglimmerschiefer, Gneisquarzite und Quarzglimmerschiefer. Das höchste Stockwerk bilden die vorwiegend nordnordöstlich des Gegendtalbruches entwickelten, phyllitischen Glimmerschiefer und Quarzglimmerschiefer mit ihren Marmor- und Amphiboliteinschaltungen. Gegen die höheren Serien liegt eine abnehmende Metamorphose vor.

Das nahezu E-W verlaufende Streichen des Marmorzuges nördlich Puch-Weißenstein, die erst in seinem westlichen Drittel erfolgte Auffächerung desselben in die NW-Richtung und die vorwiegend in den Glimmerschiefern des Kristallins beobachtbaren, mehr oder minder E-W gerichteten B-Achsen sind älter als die mit der Möll-Drautalstörung verlaufenden WNW-ESE-Strukturen.

An drei Stellen gehen von der Möll-Drautalstörung spitzwinkelig gegen Nordosten zusammenlaufende Störungen aus, die mit der Drautalstörung dreieckförmige, offenbar abgesenkte Kristallinpartien umgrenzen. Möglicherweise rissen diese Störungen bei einer linksseitigen Blattverschiebung längs der Möll-Drautalstörung auf.

Südöstlich des Wollanig bildet der Oswaldiberg eine NE-SW streichende Mulde, an deren Ostflanke ein Marmorzug eingeschaltet ist.

Der hellglimmerige, mikroklinführende, grobflaserige Orthogneis und der Augengneis des Kumitzberges nördlich Villach können dem fein- bis mittelkörnigen Mikroklin-Muskowit-Granitgneis von Seebach, dem „Villacher Granit", zuge-

rechnet werden. Nach den radiometrischen Untersuchungen von E. JÄGER (in R. GÖD, 1976) kristallisierte die granitische Schmelze in der kaledonischen Ära (vor 409 ± 32 Mio. J.). Danach kam es nach R. GÖD wahrscheinlich zu zwei metamorphen Umprägungen, einer variszischen und einer alpinen. Nur die Letztgenannte ist jedoch petrographisch sicher nachzuweisen. Nach dem Glimmeralter von 84 ± 3 Mio. J. (E. JÄGER) erfolgte sie in einer frühen Phase der alpinen Orogenese. Übereinstimmend damit machen CH. EXNER & P. FAUPL (1970) auf Grund der Beschaffenheit der Plagioklase auf eine starke epimetamorphe Umprägung aufmerksam, die das Kristallin des Nockgebietes bis zum „Villacher Granit" erfaßte.

Das oben beschriebene Altkristallin streicht über den Sockel des Gerlitzenstockes weiter in das Seengebiet. Der sanftgeformte, vielfach moränenbedeckte, Ost-West verlaufende Höhenzug der zwischen dem Ossiacher See und dem Wörther See gelegenen Ossiacher Tauern läßt sich nach O. HOMANN (1962) in drei Serien gliedern, die in südlicher Richtung, vom Liegenden zum Hangenden, eine zunehmend rücksehreitende Metamorphose aufweisen.

Zur Serie 1 HOMANNs, die der Millstätter Serie und den Radentheiner Glimmerschiefern R. SCHWINNERs (1927) entspricht, gehören Glimmerschiefer, Quarzite, von turmalinreichen Pegmatiten durchschwärmte Paragneise, Amphibolite, Hornblendeschiefer und Marmore.

Die bei Ober Wernberg einsetzende, NE-gerichtete Eichelberg-Störung trennt die Zweiglimmerschiefer bzw. Zweiglimmergneise und Quarzglimmerschiefer des westlichsten Abschnittes der Ossiacher Tauern von den weit verbreiteten Granatglimmerschiefern und Glimmerschiefern der höheren Serie östlich davon. Nach den auf Blatt Villach 1:50.000 aufscheinenden Untersuchungsergebnissen von W. FRITSCH liegt am Westteil der Ossiacher Tauern das tiefste Stockwerk mit höherer Metamorphose vor, welches hier größere Vorkommen des Seebacher (Villacher) Granitgneises umgibt. Die Staurolithführung der Glimmerschiefer bei Zauchen im Drautal entspricht der Staurolithführung der Schiefergneise längs der Möll-Drautalstörung (siehe oben). Man darf annehmen, daß diese Staurolithführung jünger ist als der Seebacher Granit und daß sie möglicherweise gleichzeitig mit der Vergneisung des Seebacher Granites während der variszischen Orogenese erfolgte (R. GÖD, 1976).

Die Serie 2 HOMANNs, die auch „Glimmerschieferserie" genannt wird, ist durch eine absteigende Umprägung charakterisiert, in welcher der Plagioklas zurücktritt und der Granat randlich chloritisiert ist. Die Biotite und Muskowite zeigen eine deutliche Kornverkleinerung; Biotit wird vielfach von Chlorit, Muskowit von Serizit vertreten. Zu den Hornblendegesteinen der Serie gehören Prasinite, Epidotamphibolite oder auch Chloritamphibolite.

Als höchste Serie gilt die auch unter der Bezeichnung „phyllitische Glimmerschiefer" oder „quarzitische Phyllite" bekannte Serie 3 HOMANNs. Sie hat eine phyllonitische, diaphthoritische Durchbewegung und Umprägung mitgemacht. So hat F. KAHLER (1962) die westlich von Klagenfurt auftretenden quarzreichen Glimmerschiefer, Glimmerquarzite, Granatglimmerschiefer und Amphibolite als Diaphthorite bezeichnet; auch W. FRITSCH & H. HAJEK (1965) treten für den Bestand starker phyllonitisch-diaphthoritischer Umprägungen ein. Neben den phyllonitischen Schiefern mit Quarziten sind in der Serie auch Marmore und Amphibolite (Chloritamphibolit, Grünschiefer, Epidotchloritschiefer) vertreten. In den Ossiacher Tauern bilden die Gesteine dieser Serie die südliche, der Wörtherseetalung zugewandte Zone.

Im Bereich der Wörtherseetalung zeigt sich die Halbantiklinale der Ossiacher Tauern von einer Mulde abgelöst; südlich des Wörther Sees folgt ihr eine ENE-WSW streichende Antiklinale. Das nach dem Metamorphosegrad tiefste Stockwerk dieser Antiklinale bilden nach B. SCHWAIGHOFER (1966) die westfallenden Glimmerschiefer und Paragneise bei Maria Wörth. Wie die überlagernden Biotit-Chlorit-Quarzphyllite haben auch sie Amphibolit- und Quarziteinschaltungen.

Zur ummantelnden höchsten Serie gehören Chlorit-Quarzphyllite und phyllitische Glimmerschiefer, welchen Kalkmarmorkörper, aber auch Quarzite, Amphibolite und Linsen von Metatuffen eingeschaltet sind. An Ganggesteinen enthalten sie Dioritporphyrit und Aplitgneis.

Die in ihrem Ausmaß noch umstrittene Diaphthorese und Phyllonitisierung der höheren kristallinen Partien im Bereich des Klagenfurter Beckens wird von A. TOLLMANN (1977 b) als Folge der Überschiebung der oberostalpinen Gurktaler Decke über das Klagenfurter Halbfenster des Mittelostalpins angesehen.

Eine Anzahl permotriadischer Gesteinsschollen liegt auf den phyllitischen Glimmerschiefern und Chlorit-Quarzphylliten zwischen Rosegg bzw. zwischen dem Faaker See und Viktring in der vom Faaker See bis Feistritz ziehenden Feistritzer Synklinale und in einer zwischen Längsbrüchen eingesenkten Zone westlich Viktring. Die Schollen bestehen aus serizitischen Schiefern und Quarziten des Alpinen Verrucano (Perm), Semmeringquarzit (Skyth), Reichenhaller Rauh-

wacke, Dolomitbrekzie, Bänderkalk, trochiten- und diploporenführendem Dolomit (Anis) und ladinischen (?) Karbonatgesteinen (vgl. Abb. 113). Die Gesteinsfolge und die bereits wahrnehmbare Metamorphose kennzeichnen den zentralalpinen Charakter. Die tektonisch stark beanspruchten, zum Teil in sich verschuppten Schollen gehören primär zum mittelostalpinen Kristallin des Wörtherseebeckens. Verschiedene Auffassungen bestehen über die Mitteltriasscholle des Taborzuges (= Rudnikscholle) und die Diploporendolomitscholle des Kathreinkogels. F. KAHLER (1931), E. WORSCH (1937) und N. ANDERLE (1977) zählen sie zur nordalpinen Trias und somit zum Oberostalpin, H. SORDIAN (1961) und A. TOLLMANN (1977b) zur mittelostalpinen Trias.

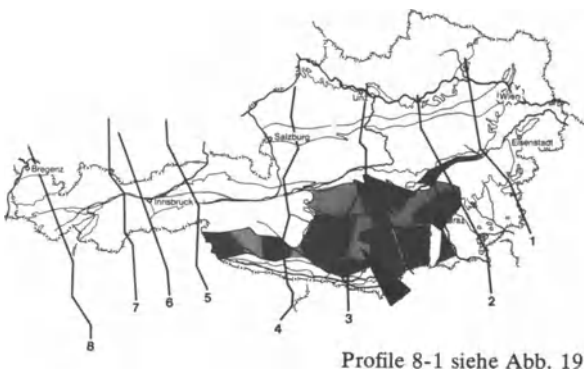
Das Kristallin des Wörtherseebeckens wird von einem Bruchnetz durchzogen, und zwar von vorwiegend den Seetalungen entlang ziehenden Längsbrüchen und von Querbrüchen, die zum Teil Blattverschiebungen verursachen (F. KAHLER 1962 Bl. Klagenfurt 1 : 50.000; N. ANDERLE 1977, Bl. Villach 1 : 50.000).

Literatur: ANGEL F. et al. 1953; BECK-MANNAGETTA P. 1959; EXNER CH. & FAUPL P. 1970; FRITSCH W. & HAJEK H. 1965; GÖD R. 1976; HANSELMAYER J. 1975; HOMANN O. 1962; KAHLER F. 1931, 1935; KIESLINGER A. 1956; MEIXNER H. 1957, 1975; PETRASCHECK W. 1927; PLÖCHINGER B. 1953b, 1974a; SCHWAIGHOFER B. 1966; SCHWINNER R. 1927; SORDIAN H. 1961; STOWASSER H. 1956; TOLLMANN A. 1959, 1963a, 1977b; WORSCH E. 1937.

3.9.10. Die östlichen Gurktaler Alpen und der Raum um Murau und Neumarkt

Von HANS PETER SCHÖNLAUB

Mit den Abbildungen 99 und 100



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Das im folgenden behandelte Gebiet reicht im Norden bis Schöder und Oberwölz, im Nordosten bis zum Wölzer Tal, im Osten über das Neumarkter Becken zum Westrand des Krappfeldes und im Südosten bis an das Glantal. Die Südwestgrenze bildet die Linie Gerlitze – Kleinkirchheim – Karlnock, während der nordwestliche Rand von Turrach über den Paalgraben und den Kramerkogel nach Ranten führt. Die geologischen Grenzen sind im Norden und Osten die Kristallingebiete der Niederen Tauern, des Zirbitzmassivs und der Saualpe. Letztere setzen sich über das Metnitz- und Gurktal nach Westen bis etwa zur Linie Grades – Straßburg – Meiselding fort. Im Süden markiert das Glantal keine klare geologische Grenze. Der Südwest- und Nordwestrand ist hingegen eine deutliche Überschiebungslinie, längs der paläozoische Gesteine der „Gurktaler Decke" auf zentralalpines „Stangalmmesozoikum" überschoben sind. In gleicher Position liegen auch bei Oberwölz und Mühlen mesozoikumsverdächtige Gesteine (vgl. H. STOWASSER, 1956; P. BECK-MANNAGETTA, 1959b, 1960; A. TOLLMANN, 1963a, 1975a; A. THURNER, 1970).

Geographisch gehört der nördliche Teil um Oberwölz noch zu den Niederen Tauern. Kalkreiche Gesteine bilden hier die Pyramide des Pleschaitz (1797 m); hingegen ist die Paßregion in der Umgebung von Neumarkt (830 m) ein hochgelegenes, ziemlich stark besiedeltes Hügelland, das im Osten vom Zirbitzkogel (2397 m) und im Süden vom Eibel (1497 m) umrahmt wird. Im Westen erhebt sich der langgestreckte Höhenzug der Grebenze (1870 m). Die Berge im Flußgebiet der Gurk steigen wenig über 1300 m an und fallen gegen die hügeligen Bekkenlandschaften um St. Veit a. d. Glan ab. Hier

befinden sich der berühmte Magdalensberg (1058 m) und der markante Ulrichsberg (1015 m) nördlich Klagenfurt.

3.9.10.1. Das ältere Paläozoikum

In der Gurktaler Decke werden der Murau-Neumarkter Raum mit dem Murauer Paläozoikum, der Gurktaler Quarzphyllitkomplex und die Eisenhutschiefer der Turracher Höhe unterschieden. Das limnisch-terrestrische „Stangalmkarbon" (= Turracher Karbon) liegt transgressiv auf den Gurktaler Quarzphylliten und im Gebiet des Pfannock auf dem Pfannockkristallin, das örtlich zwischen dem liegenden Stangalmmesozoikum und der hangenden Gurktaler Decke eingeschuppt sein kann (vgl. Kap. 3.9.6.). In vergleichbarer Position mit diesem Karbon treten in einem weiteren Vorkommen südlich des Murtales (Paalgraben, Kreischberg) wahrscheinlich gleich alte klastische Ablagerungen im „Paaler Konglomerat" auf.

Das Murauer Paläozoikum umfaßt einen mehrere hundert Meter mächtigen metamorphen Schichtstoß mit Bänderkalken, Marmoren, Phylliten, Graphitphylliten und Metavulkaniten. Da Fossilien lange Zeit nur von der Grebenze sicher nachgewiesen waren, beruhte die stratigraphische Zuordnung einzelner Schichtglieder in erster Linie auf lithostratigraphischen Vergleichen mit ähnlichen Gesteinen aus den Nachbargebieten.

In der Umgebung von Murau (z. T. siehe Abb. 96) liegen zuunterst die 200–300 m mächtigen, meist dunklen, gebänderten Murauer Kalke. Sie gehen im Liegenden durch Wechsellagerung aus schwarzen Graphitphylliten hervor, die aber auch über den Kalken folgen. Diese Entwicklung ist am Staberkogel und Kramerkogel im Nordwesten von Murau sowie an der Basis der Stolzalpe verbreitet. Wir ordnen dieses Paläozoikum, das durch Conodontenreste auch biostratigraphisch gesichert ist, einem höheren tektonischen Stockwerk innerhalb des Muralpenkristallins zu und nicht, wie A. TOLLMANN, einer tieferen Gurktaler Teildecke.

Über den zuvor genannten Gesteinen liegt auf der Stolzalpe (z. T. siehe Abb. 96), der Frauenalpe und der Ofneralpe die 400–600 m mächtige Metadiabasserie. Für eine tektonische Auflage sprechen im Stolzalpen-Südprofil vor allem ein Band von hellen Serizitquarziten und Späne von Rauhwacken, die zwischen den Vulkaniten und den darunterliegenden Murauer Kalken und Kohlenstoffphylliten eingeschaltet sind. Dabei könnte es sich um permotriassische Gesteine handeln, denen die Bedeutung eines Deckenscheiders zukommt.

Das Murauer Paläozoikum reicht im Osten bis nach Oberwölz und Scheifling und von hier nach Süden bis nahe an Friesach. Den Murauer Kalken und den damit verbundenen Quarzphylliten am Blasenkogel steht nördlich der Mur die auffallende Masse des Pleschaitz gegenüber. Nach A. THURNER (1958, 1959) bilden mesozonal kristalline Gesteine den Unterbau. Konkordant folgen darüber in Form einer Mulde Kohlenstoffphyllite, Kieselschiefer, Kalkphyllite, Kalke und Dolomite sowie Gänge von Uralitdiabasen. Im Vergleich mit dem südlich gelegenen Grebenzenmassiv fallen besonders blaugraue, plattige Kalke auf, denen in unregelmäßigen Abständen helle dolomitische Bänke zwischengeschaltet sind. Hingegen fehlen bunte Kalke, die für die Grebenze überaus charakteristisch sind. Crinoidenführende Kalke und laminierte Kalke gleichen sich in beiden Vorkommen. Dies veranlaßte A. THURNER, beide Kalkentwicklungen als gleich alt anzusehen.

Aus dem südlich des Pleschaitz gelegenen Kalkstock der Grebenze waren seit F. TOULA (1893) die einzigen Fossilreste dieses Gebietes bekannt. Neuerdings konnten hier auch Conodonten nachgewiesen werden, mit deren Hilfe die bisherige Vermutung von Mitteldevon bestätigt wurde.

Die Nord-Süd streichenden Grebenzenkalke formen eine breite, flache Mulde. Sie werden im Norden und Osten von Chlorit-Serizit-Quarzphylliten, im Süden hingegen von diaphthoritischen Glimmerschiefern unterlagert. Der Groberberg-Bruch, der von Dürnstein über den Groberberg-Sattel und Schönanger nach St. Lambrecht zieht, grenzt das Grebenzenmassiv vom Neumarkter Becken im Osten ab. Hier dominieren phyllitische Gesteine (Kohlenstoffphyllite, Chlorit-Serizitphyllite, Arkoseschiefer) mit Einschaltungen von Grüngesteinen (Diabasschiefer, Prasinite) über Kalk-Dolomithorizonte.

An der Westseite der Grebenze treten bei St. Lambrecht basal Arkoseschiefer auf. Darüber folgen mit flachem Ostfallen Quarzphyllite mit Einlagerungen von Kieselschiefern, die nach oben abrupt von grauen Bänderkalken abgelöst werden. Sie gehen schließlich in hellgraue bis weiße Bänderkalkmarmore mit eingeschalteten grauen, meist gut gebankten Crinoidenschuttbänken sowie rötlichen Bänderflaserkalken über. Nach Conodontenfunden dürfte diese Karbonatentwicklung ins jüngere Unter- bis Mitteldevon gehören.

Westlich des Grebenzenstocks sind zwischen dem Mur- und Metnitztal überwiegend phyllitische Gesteine verbreitet. Sie bauen u. a. die Kuhalpe, Preining und die Pranker Höhe auf. Dazu kommen auf der Frauen- und Ofneralpe

Arkoseschiefer, die von der mächtigen Metadiabasplatte überlagert werden.

Die Lagebeziehung der oben genannten Gesteine zueinander konnte bisher nicht befriedigend geklärt werden. Nach ersten Conodontenuntersuchungen von Kalklinsen, die in den Phylliten in verschiedenen Niveaus auftreten (A. THURNER, 1958; F. EBNER et al., 1977), sind die Metadiabase die ältesten Gesteine, nämlich Oberordoviz und vielleicht Silur. Die bisherige Parallelisierung mit Teilen der Magdalensbergserie in Mittelkärnten bestätigt sich also. Als nächst jüngeres Schichtglied können die Arkoseschiefer angesehen werden, in deren oberem Drittel durch Conodonten Obersilur nachgewiesen ist. Die Hauptmasse der Quarzphyllite bis Chloritquarzphyllite mit quarzitischen Lagen gehört, ebenfalls nach neuen Fossilfunden, hingegen in das Unterdevon. Der Nachweis jüngerer klastischer Gesteine steht bisher aus.

Unter Berücksichtigung dieser Neuergebnisse kommt man zu einem besseren Verständnis der geologischen Zusammenhänge und des tektonischen Baus der Bergwelt um Murau und Neumarkt. Es zeigt sich, daß in einzelnen Schiefergebieten eine inverse Lagerung vorliegt. So etwa im NW-SE-Profil Frauenalpe (Ofneralpe) – Kuhalpe – Ingolsthal, in dem in tektonisch höchster Position die Metadiabasserie liegt, während nach unten zu die jüngeren Arkoseschiefer, Kohlenstoffphyllite, Kieselschiefer und schließlich die Murauer Kalke folgen. Letztere grenzen in einem Kalk zu Kalk-Kontakt westlich des Scharfen Eck an die Devonkalke der Grebenze. Für diesen Baublock fehlt jedoch bisher jeder Hinweis auf inverse Lagerungsverhältnisse. Vielmehr besteht Grund zur Annahme, daß – wie oben erwähnt – bei St. Lambrecht die normale Schieferunterlage der Grebenzenkalke aufgeschlossen ist. Daraus wird in Übereinstimmung mit P. BECK-MANNAGETTA (1958), A. THURNER (1958, 1970) und K. METZ (1965) auf ein bedeutendes, N-S gerichtetes Störungssystem am Westrand der Grebenze geschlossen, das durch das Lambrechter Tal nach Süden zum Sattel zwischen Auerling und Scharfen Eck zieht und weiter ins Metnitztal (Moserwinkl) fortsetzt. Der dadurch bedingten, tektonisch isolierten Stellung des Grebenzenstocks entspricht nördlich der Mur die Pleschaitzmasse und die Metadiabasplatte der Stolzalpe. In Übereinstimmung mit A. TOLLMANN (1963) führen wir dieses Baubild auf Schuppungen im nördlichen Stirnbereich der Gurktaler Decke zurück, die lokal ein tektonisches Auskeilen einzelner Schichtglieder bewirkt haben.

Südlich des Metnitztales liegt zwischen St. Veit und Friesach im Osten, dem Glantal im Süden und dem Eisenhut im Westen eine sehr mannigfaltige Gesteinsgesellschaft, in der über Granatglimmerschiefern, phyllitischen Glimmerschiefern, Marmoren und Amphiboliten (Fenster von Oberhof östlich Flattnitz, Wimitzfenster nordwestlich St. Veit, „Metnitzschwelle" westlich Friesach) der Gurktaler Quarzphyllitkomplex folgt. Es sind dies Phyllite, Schwarzschiefer, Grünschiefer, Metadiabase, Porphyroide und Kalkmarmore bis Bänderkalke, die bisher keine Fossilien geliefert haben. Die schwach metamorphen Gesteine zeigen aber eine auffallende Ähnlichkeit mit dem Gesteinsbestand des Murauer Paläozoikums und wurden daher wiederholt mit diesem verglichen und parallelisiert (vgl. P. BECK-MANNAGETTA, 1955–1960; H. HAJEK, 1963; A. TOLLMANN, 1959, 1963a; K. METZ, 1958, 1965).

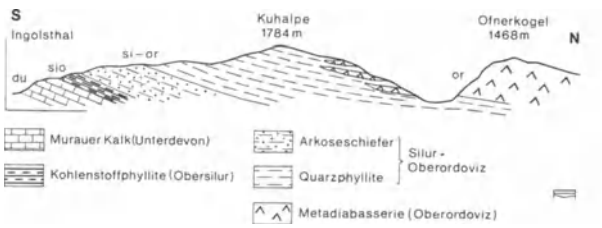


Abb. 99. Die inverse Ordoviz- bis Devon-Schichtfolge im Profil Ingolsthal – Kuhalpe – Ofnerkogel (Murauer Paläozoikum)

Die Gesteine des Murauer Paläozoikums queren bei Grades das Metnitztal. Es handelt sich um Quarzphyllite, Graphitphyllite, Chloritschiefer und Bänderkalke, die in wechselndem Umfang die Berge zwischen dem Gurk- und Metnitztal aufbauen. So etwa im Profil des Kuster im Südwesten von Grades: Während im tieferen Teil eine klare Abfolge Phyllite – Schwarzphyllite (Kalkphyllite) mit eingelagerten Kalklinsen auftritt, nehmen nach oben kalkige Partien zu und gehen schließlich im Gipfelbereich in reine Bänderkalke über. Letztere führen als Crinoiden gedeutete Fossilreste. In Anlehnung an die oben mitgeteilten Neuergebnisse für die stratigraphische Gliederung des Murauer Paläozoikums werden die Schwarzphyllite überwiegend in das Silur, die Hauptmasse der Kalke hingegen in das Devon gestellt.

In den südlichen Gurktaler Alpen besteht ebenfalls Verdacht auf Altpaläozoikum. Hier folgt über dem Kristallinaufbruch in der Wimitz nach Süden gegen das Glantal zu ein tektonisch intensiv verschuppter Gesteinskomplex, in dem Grünschiefer und Albit-Serizitschiefer (= ver-

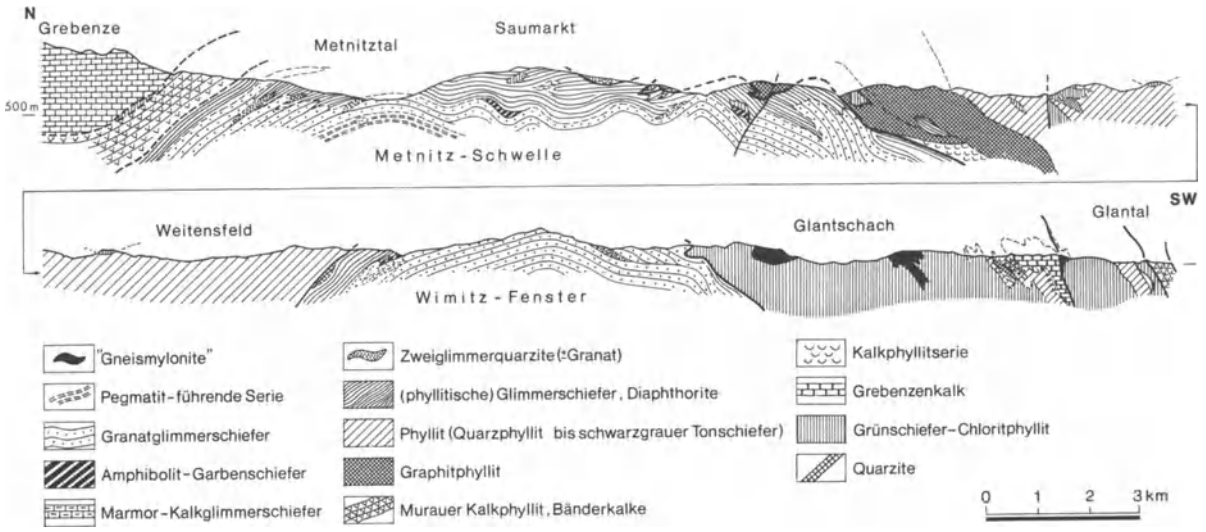


Abb. 100. Nordost-Südwest-Profil durch die östlichen Gurktaler Alpen (nach P. BECK-MANNAGETTA, 1959, etwas umgezeichnet)

schieferte Porphyroide) in einer tiefen Position auftreten und Schwarzschiefer, Kalkschiefer und Bänderkalke mit dolomitischen Partien stets darüber folgen (z. B. bei Kadöll, Tauchendorf und östlich Feldkirchen). Diese Abfolge läßt sich mit biostratigraphisch datierten Altpaläozoikums-Vorkommen in Mittelkärnten parallelisieren, wo in ähnlichen Serien Ordoviz bis Devon belegt sind.

Wie oben erwähnt wurde, setzen sich die Gesteine des Murauer Paläozoikums ohne tektonische Grenze über das Metnitztal nach Süden fort. Während nördlich davon um N-S streichende Achsen dominieren, herrschen zwischen dem Metnitz- und Gurktal E-W-Achsen vor. Das Gebiet ist zudem durch NW-SE gerichtete Störungen zerlegt.

Der Gewölbebau der Kristallinaufbrüche tritt auch im Achsenplan hervor. Danach ist ein generelles Untertauchen des Saualpenkristallins unter das metamorphe Paläozoikum im Westen erkennbar.

Das Paläozoikum im Süden des Wimitzaufbruchs ist besonders intensiv von Störungen betroffen. Dies kommt in erster Linie in den Karbonatvorkommen zum Ausdruck, die im Streichen kaum über längere Strecken anhalten. Zuunterst liegen überwiegend die Gesteine der Metadiabasserie. Sie nehmen nördlich Feldkirchen über die Gurk hinweg einen über 10 km breiten Streifen zwischen dem Glödnitztal und dem oberen Gurktal ein. In diesem Raum hat eine NE-SW bis N-S streichende Querwölbung die älteren E-W-Achsen überformt. Letztere lassen etwa an der Linie Paalgraben – Flattnitz – Griffental – Feldkirchen einen deutlichen Knick im Einfallen erkennen: Sie fallen östlich dieser Linie nach Westen, westlich davon tauchen sie gegen Osten ab. Die Achsenumstellung wird nach P. BECK-MANNAGETTA (1959) mit der Grenze zwischen Bundschuhmasse und Saualpenkristallin im Untergrund der Gurktaler Decke in Zusammenhang gebracht.

Jüngere Störungen sind die Predl-, Ossiacher-, Glödnitztal- und Gurker Störung mit NW-SE bis NNW-SSE-Richtungen. Die Predlstörung liegt am Ostrand des Kristallinaufbruchs der Wimitz, die Gurker Störung begrenzt die um Gurk verbreiteten Schwarzschiefer und Bänderkalke nach Osten hin zum Kristallin westlich Friesach. Weitere Störungen treten im Glödnitztal und im Kristallin auf. Die Görtschitztaler Störung trennt das Paläozoikum von Neumarkt im Osten vom Kristallin der Seetaler Alpen (Noreia-Linie).

In der Umgebung der Turracher Höhe und des südöstlich anschließenden Gebietes zwischen Glödnitz- und oberem Gurktal ist eine mächtige Folge von Schiefern verbreitet, die zuerst von K. PETERS (1855) als „Eisenhut-Schieferserie" bezeichnet wurde. Es sind mehrere hundert Meter mächtige, graue und dunkelbraune phyllitische Schiefer mit quarzitischen Einlagerungen, die nach oben in eine Wechselfolge von vulkanoklastischen Gesteinen, Schiefern, Kieselschiefern und dolomitischen Kalken übergehen. Neben Porphyroiden treten mehrfach basische Effusiva

(Tuffe, Tuffite, Mandelsteine und Metadiabase) auf. Nach E. ZIRKL (1961) finden sich diese sowohl unter als auch über den Porphyroiden. R. HÖLL (1970) hält hingegen den sauren Vulkanismus für jünger als den basischen.

Exakte Angaben über die Gesamtmächtigkeit der Eisenhutschiefer sind aus tektonischen Gründen nicht möglich. Ebenso ist die Grenze zu den höher metamorphen Gurktaler Phylliten noch nicht geklärt. Während frühere Bearbeiter, z. B. R. SCHWINNER (1932, 1936), die Eisenhutschiefer als weniger metamorphe Hangend-Schiefer-Serie (Serie IIIb) der Gurktaler Phyllite (Serie IIIa) auffaßten und kambrisches Alter vermuteten, konnte erstmals R. HÖLL (1970) in mehreren sedimentär zwischengeschalteten Karbonatlinsen Conodonten nachweisen, die ein silurisches und vielleicht auch unterdevonisches Alter für Teile des Schieferkomplexes sicherstellten. Darüberhinaus zeigte sich in Übereinstimmung mit den Verhältnissen in der Bergwelt um Murau, daß im Turracher Raum die vulkanische Aktivität ebenfalls am Ende des Llandovery aufhörte. Erst im Obersilur setzte erneut eine Phase mit saurem Vulkanismus ein. Für paläogeographische Überlegungen ist außerdem von Bedeutung, daß in diesem Gebiet pelitische Sedimente über Karbonate dominierten.

An die erwähnten basischen Vulkanite ist am Hohen Kohr und Rottrasten eine Zinnobervererzung gebunden. An Erzmineralien wurden Zinnober, Pyrit, Kupferkies, Fahlerz, Malachit, Azurit und Covellin sowie Hämatit und Magnetit festgestellt. R. HÖLL erklärte beide Vorkommen als tektonisch überprägte, schichtgebundene Lager-Vererzungen und führte die Erzzufuhr auf den untermeerischen basischen Vulkanismus im Zeitraum Oberordoviz bis Silur zurück.

3.9.10.2. Das postvariszische Deckgebirge

Im Hangenden des Altpaläozoikums der Gurktaler Decke tritt an mehreren Stellen klastisches Oberkarbon als postorogene Molasse auf. Am Westrand wird es auf der Brunnachhöhe bis 190 m mächtig. Es liegt heute, eingewickelt unter den Gurktaler Phylliten, in verkehrter Lagerung vor (K. LIEGLER, 1970). Nach W. J. JONGMANS (1938) zeigt die darin enthaltene Flora ein Westfal D-Alter an.

Weitere Vorkommen von Oberkarbon liegen auf dem Königstuhl, der Stangalm, in der Umgebung der Turracher Höhe sowie im obersten Gurktal. Das Oberkarbon kann bis 400 m mächtig werden und besteht aus einer Folge von Konglomeraten, Sandsteinen, Kohleflözen und glimmerreichen Tonschiefern. Als Gerölle finden sich vornehmlich Restquarze, seltener Quarzite, Lydite und Phyllite. Schwerminerale weisen auf ein Liefergebiet mit Granitgneisen hin, dessen Schüttung nach oben nachläßt und durch eine solche aus metamorphen Gesteinen ersetzt wird.

Die reiche Flora, die aus mehreren Horizonten im Oberkarbon stammt (D. STUR, 1871; R. SCHWINNER, 1938; W. J. JONGMANS, 1938; M. BOERSMA & H. W. J. v. AMEROM, 1976; Y. TENČOV, 1978a), ermöglichte präzise Altersaussagen. Danach hat die berühmte Fundstelle am Stangnock Stefan-Alter, während die Lokalität am Königstuhl in den Zeitraum Westfal D bis Stefan einzustufen ist. Diese Angaben stimmen mit älteren Bestimmungen im engeren Turracher Raum gut überein.

In der Umgebung der Werchzirmalm westlich von Turrach folgen im Hangenden des Stangalmkarbons über 50 m mächtige, dunkelrote Tonschiefer, Konglomerate mit Kalkkomponenten und Sandsteine. Sie werden seit R. SCHWINNER (1931) als Werchzirmschichten bezeichnet und trotz Fehlens von Fossilien ins Unterperm gestellt.

3.9.10.3. Tektonik

In der hier dargelegten Form werden zusammenfassend das Altpaläozoikum des Glantales, der Turracher Höhe, die Gipfelregion der Gerlitze (H. HAJEK, 1965), die Phyllitkomplexe zwischen Gurk- und Metnitztal und die südlich der Mur verbreiteten Gesteine samt Grebenze, Pleschaitz und dem höheren Abschnitt des Stolzalpen-Profils als primäres Neben- und teilweise „stratigraphisches Übereinander" gedeutet und gleichgesetzt. Sie bauen die Hauptmasse der Gurktaler Decke auf und haben somit die gleiche tektonische Geschichte. Die Intensität der Metamorphose ist jedoch örtlich verschieden. In ihrem schwächeren Wirkungsbereich sind Fossilien erhalten geblieben (z. B. Grebenze, Turrach, südlich Murau). Genauere Angaben über die räumliche Ausdehnung unterschiedlicher Metamorphosegrade lassen sich derzeit noch nicht machen.

Die Gurktaler Decke kann klar von der liegenden „Serie der phyllitischen Glimmerschiefer" (R. SCHWINNER, 1927) und dem Fensterinhalt in den kristallinen Aufbrüchen der Wimitz und im Metnitztal (Metnitzfenster, Fenster von Oberhof) abgetrennt werden. Schwieriger ist die Grenzziehung zur östlich anschließenden Magdalensbergserie, die A. TOLLMANN (1959, 1963a, 1971a) zur höheren Teildecke der Gurktaler Decke stellt („anchimetamorpher Oberbau" bzw. „Stolzalpen-Teildecke"). Ihre westlichsten

Vorkommen sind nach Neuaufnahmen die Devonschichten bei Aich, Mölbling und westlich von Meiselding.

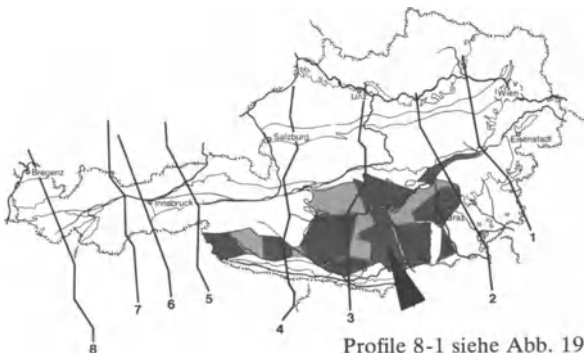
Wir halten es derzeit für verfrüht, allein auf Grund der Unterschiede in der Metamorphose die Gurktaler Decke in zwei Teildecken aufzugliedern. In den Gurktaler Alpen und im Murau –Neumarkter Raum könnten z. B. die Eisenhutschiefer durchaus den schwächer metamorphen Teilbereich einer von einer Metamorphose uneinheitlich betroffenen Großeinheit darstellen.

Literatur: AMEROM H. J. W. et al. 1976; BECK-MANNAGETTA P. 1955–1958, 1959b, 1960; EBNER F. et al. 1977; HAJEK H. 1963, 1965; HÖLL R. 1970; JONGMANS W. J. 1938; LIEGLER K. 1970; METZ K. 1958, 1965, 1966; PETERS K. 1855; SCHWINNER R. 1927, 1931, 1932, 1936, 1938; STOWASSER H. 1956; STUR D. 1871; TENČOV Y. 1978a, b; THURNER A. 1958, 1959, 1961, 1970; TOLLMANN A. 1959, 1963a 1971a, 1977b; TOULA F. 1893; ZIRKL E. J. 1961.

3.9.11. Krappfeld, Saualpe und Seetaler Alpen, St. Pauler Berge

Von PETER BECK-MANNAGETTA

Mit den Abbildungen 101 bis 103



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.9.11.1. Die Saualpe und die nach Norden anschließenden Seetaler Alpen

Der Gebirgsstock der Saualpe ist ein etwa Nord-Süd verlaufender Rücken im Osten Kärntens, der im Westen wie im Osten von Nord-Süd erstreckten Tälern und Ebenen begrenzt wird. Der breite, in der Kammregion runde und wenig gegliederte Rücken, dessen Hänge und Flächen häufig mit Schutt bedeckt sind, erhebt sich in die Almregion bis 2081 m Höhe. Die pultförmige Gestalt des Gebirgsstockes mit steilerem Abfall nach Westen ist durch die junge Görtschitztaler Störung verursacht. Nach Süden ist er flexurartig gegen das Klagenfurter Becken abgebogen. Im Norden geht der Bergzug, durch Sättel getrennt, über die Pressner Alpe in die Seetaler Alpen über, die durch das Murtal nach Norden von den Niederen Tauern abgegliedert werden. Wegen seiner größeren Höhe (Zirbitzkogel, 2397 m) trägt der begrünte Kamm an der Ostseite Kare. Im Süden fällt die Saualpe rasch ab und taucht unter die Ebene des östlichen Klagenfurter Bekkens.

Dieser mächtige Gebirgszug zwischen Mur- und Drautal besteht aus einem hochkristallinen Kern, der im Westen und Süden von immer weniger stark metamorphen Serien ummantelt wird, wobei bedeutende junge Störungen ihn im Westen und Osten begleiten.

Während die oberkarbonen und jüngeren Gesteine sich mit einer deutlichen Diskordanz vom Untergrund absetzen, besteht zwischen dem Altpaläozoikum und liegendem, höher metamorphem Kristallin keine derartige Trennfläche. Bis in phyllitische Glimmerschiefer hinab reichen in Begleitung von Grünschiefern und Metakeratophyren fossilführende Bänderkalke, die eine orthostratigraphische Abfolge zeigen. Wiederholungen dieser Schichtfolgen zeigen einen voralpidischen, vermutlich variszischen Schuppen- und Deckenbau, der mangels weiterer stratigraphischer Auflösbarkeit im tieferen Bereich der Glimmerschieferzone mit Amphibolitfazies und im Hochkristallin mit Paragneisen und Eklogiten (ostalpine Eklogitfazies, F. ANGEL, 1940) nicht mehr zu beweisen ist.

In den im Westen benachbarten Gurktaler Alpen (siehe 3.9.6., 3.9.10.) ist jedoch ein Deckenbau vorhanden, wobei die ordovizische Metadiabas-Serie auf silurisch-devonische Kalke auf weite Strecken überschoben wurde. Dieser Deckenbau wiederholt sich auch in der Phyllitgruppe der Saualpe, wobei man den Eindruck erhält, daß im Liegenden eines Deckengebäudes Verschuppungen geringerer Förderweite vorliegen.

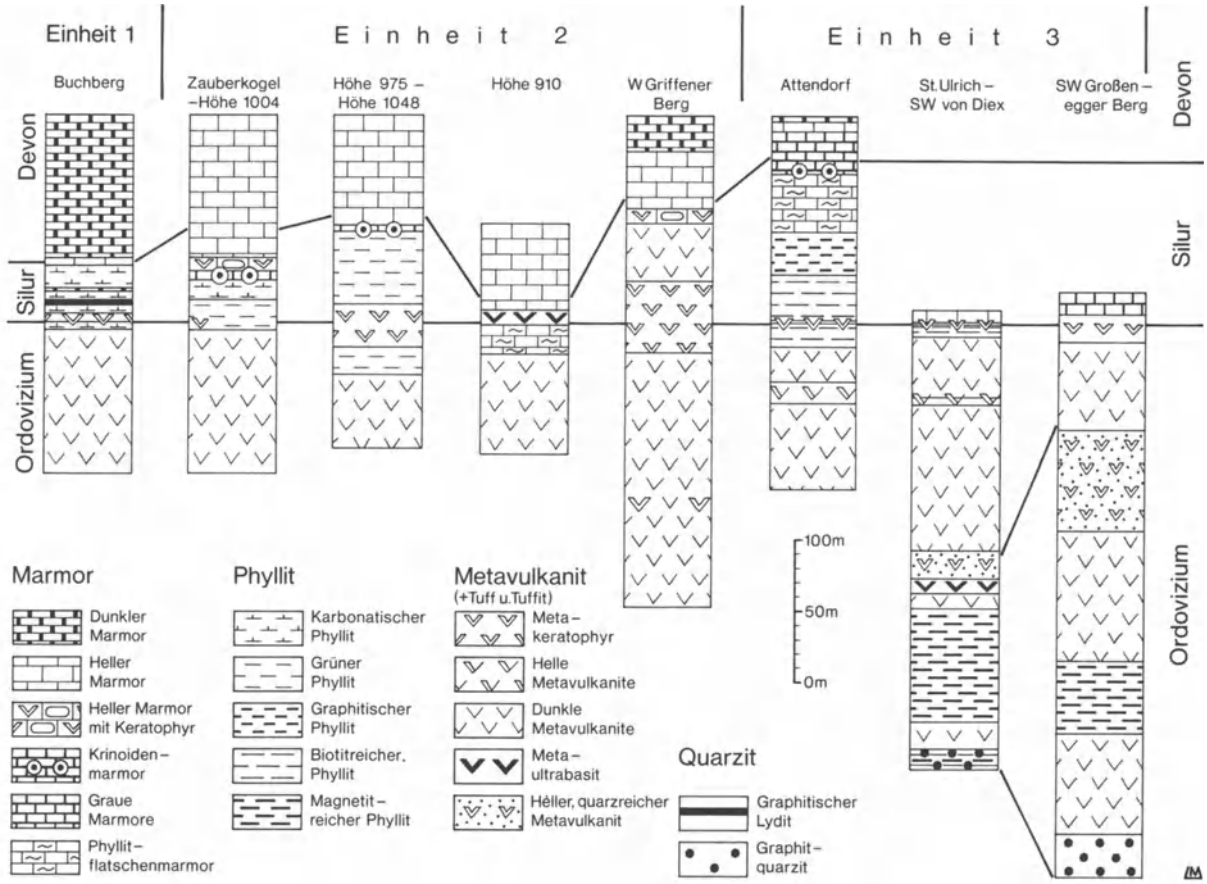


Abb. 101. Prostratigraphische Gliederung der Phyllitgruppe am Südrand der Saualpe (nach G. KLEINSCHMIDT et al., 1975)

Auch im Hochkristallin des Kernes der Saualpe fallen die Marmorzüge (Stelzing) unter die eklogitführenden Gneis-Glimmerschiefer ein.

Die tiefsten Schichtglieder der Saualpe kommen im sogenannten „Fenster" der Klieningserie als Schiefergneise ausgebildet sind, die lagenweise in Granatglimmerschiefer übergehen können. Die Granate dieser Gneise sind durch ein einheitliches Interngefüge aus opaken Einschlüssen gekennzeichnet, denen kein einschlußfreier Außensaum folgt, der auf eine weitere Kristallisationsphase hinweisen würde. Wesentlich erscheinen die Übergänge von Granatgneis zu Granatamphibolit, sodaß Gesteine mit wechselndem Granat-, Biotit- und Hornblendegehalt entstehen, für die auffällig große Granate charakteristisch sind (Abb. 105, 106).

Im Hangenden treten immer häufiger pegmatoide Einlagerungen innerhalb der Glimmerschiefer auf, die noch höher von quarzitischen Bändergneisen und mächtigen Marmorzügen und -linsen, die von kleinen Eklogit-Amphibolitlinsen begleitet sind, abgelöst werden: die „Preimser Serie". Dieser eigenartige Übergang von der Klieningserie in die Preimser Serie, die der Eklogitgruppe der zentralen Saualpe angehört, hat verschiedene Deutungen erfahren: Nach N. WEISSENBACH (seit 1965) nimmt man eine syntektonische Kristallisation bei der Überschiebung der Eklogitgruppe auf die Klieningserie an, da zwar die Überlagerung zu erkennen ist, aber keine postkristalline Trennungsfuge. Gewisse Glimmerschiefer werden daher als „Blastomylonite" gedeutet. Das Aufblühen der pegmatoiden Lagen in den Granatglimmerschiefern führt ohne Anzeichen einer stärkeren tektonischen Beanspruchung zum eklogitischen Stockwerk im Hangenden, weshalb P. BECK-MANNAGETTA (1949) beim benachbarten analogen Aufbruch von Wolfsberg in der Koralpe zu der Vorstellung einer „wurzellosen" venitischen Metamorphose kam, bei der pegmatoide Lösungen durch eine Art retrograden Siedens infolge Druckentlastung

des gesamten heißen Glimmerschieferkomplexes entstanden sein könnten.

Die Preimser Serie ummantelt die Klieningserie und zeigt Hornblendesprossung in ihren eklogitischen Gesteinen, die als retrograde Bildung („Tiefendiaphthorese" nach A. KIESLINGER, 1928) während ihrer Überschiebung auf die Klieningserie gedeutet wird.

Im Hangenden dieser bunten Schieferfolge setzt die eigentliche mächtige Eklogitserie der Saualpe ein, die in einen oberen und unteren Teil gegliedert wird. Drei Horizonte von Disthenflasergneis mit mächtigen Eklogitstöcken werden festgestellt, die mit Schiefergneisen wechsellagern. Disthen- und Staurolithführung charakterisieren den Metamorphosegrad; basischer Plagioklas (Bytownit) und Diopsid treten in den Kalksilikatschiefern auf, und ehemalige basische Magmatite liegen als echte Eklogite vor.

Manchmal sind in den Disthenflasergneisen Strukturen (Lineationen) erkennbar, die von den durchwegs WNW-ESE-verlaufenden Lineationen (Fältelungs- und Faltungsachsen) gegen die Nord-Südrichtung abweichen. Sie dürften Relikte einer älteren tektonischen Prägung sein.

Dieser hochmetamorphe Kern der Saualpe, der den Hauptteil des Gebirges aufbaut, wird randlich ohne scharfe Grenze von der Glimmerschieferserie ummantelt, die in eine obere, mittlere und untere Glimmerschiefergruppe zerfällt. In dieser bunten Schieferfolge lösen sich die verschiedenen Glieder der Serie seitlich ab bzw. verzahnen. In der unteren Gruppe stellt die „Plankogelserie" eine petrographische Einheit dar, deren Schichtglieder teilweise auch in die südliche Koralpe verfolgt werden können. Die darin enthaltenen „grobknotigen Granatglimmerschiefer" werden von G. KLEINSCHMIDT et al. (1976) als metamorpher (kambroordovizischer?) Verwitterungshorizont gedeutet. Damit will man eine unregelmäßige, sedimentäre Diskordanz konstruieren, welche die Grenze eines alten Grundgebirges mit kaledonisch-variszischer Polymetamorphose zu einer altpaläozoischen Auflage mit variszischer Metamorphose markiert. Weiters kommt eine typische Vergesellschaftung von Manganquarziten mit Serpentinen vor, die sonst aus dem Altpaläozoikum der Alpen kaum bekannt ist (außer in der Koralpe) und auch weiters innerhalb der entsprechenden Serien der Saualpe nicht wieder vorkommt. In der unteren und der tieferen mittleren Glimmerschiefergruppe sind noch Biotitgneise (Paragneise) häufig verbreitet, die im oberen Teil der mittleren Glimmerschiefergruppe mit mächtigen Amphibolitkörpern wechsellagern. Hieher gehören die bis 600 m mächtigen, mit Eisenspat vererzten Hüttenberger Marmore.

Die Basisfläche der oberen Glimmerschiefergruppe zum liegenden Chloritoidglimmerschiefer mit Pseudomorphosen von Chloritoid nach Staurolith wird in Zusammenhang mit einer Einschuppung eines Teiles der Phyllitgruppe als tektonische Trennfuge zwischen Mittel- und Oberostalpin in der südlichen Saualpe mißgedeutet. Das Vorkommen von Disthenflaser-Glimmerschiefern und Staurolith-Granatglimmerschiefern im weiteren Hangenden, wobei diese mineralreichen Glimmerschiefer bereits einen mehr phyllitisch-feinschuppigen Charakter annehmen, zeigt die metamorphosemäßige Homogenität der gesamten Glimmerschiefergruppe an; außerdem das darin mikroskopisch nachgewiesene, lokal begrenzte Auftreten von Sillimannit. Der Verfasser hält die Tektonik und die Hauptmetamorphose hier für variszisch. Altalpidisch erfolgte ein letzter Metamorphose-Nachschub, jedoch keinerlei intensive Tektonisierung!

Die hangende Phyllitgruppe ist durch ein Paket phyllitischer Glimmerschiefer unsicherer Stellung mit den liegenden Granatglimmerschiefern des Hochkristallins verbunden. Nach den Fossilfunden von G. KLEINSCHMIDT (1966), J. NEUGEBAUER (1971) und F. WURM (1968) in Bändermarmoren, die auf Silur-Devonalter schließen lassen, ist die gesamte Phyllitgruppe als Altpaläozoikum zu betrachten. Mächtige Quarzphyllite und Grünschiefer erinnern an ähnliche Komplexe mit basischen Gesteinen in den oberen Glimmerschiefern bzw. an die Eklogitserie.

In das Ordoviz werden Graphitquarzite und Graphitschiefer eingestuft, denen innerhalb biotitführender, manganreicher Phyllite basische Vulkanite nachfolgen.

Gegen das Hangende werden die basischen Vulkanite von Metakeratophyren und Porphyrmaterialschiefern abgelöst, die an einigen Stellen als Gerölle im Marmor (Bänderkalk) beobachtet wurden. Ebenso kommen in den unreinen Marmorlagen Phyllitflatschen mit Quarzgeröllen vor. Dieser wichtige, geringmächtige, klastische Horizont läßt sich in die umgebenden Phyllite nicht weiter verfolgen und scheint eine lokale Bildung in der südlichen Saualpe zu sein. Der Gehalt an feinschuppigem, jung gesproßtem Biotit, auch in kalkigen Lagen, erinnert an die „Mikrobiotitphyllite" nordwestlich St. Veit. Dieser Teil der Schichtfolge wird in das Silur gestellt. In den Bänderkalken wurden an vielen Stellen Crinoiden gefunden, die die Einstufung ins Devon erlauben. Mächtige weiße („Alabaster") und dunkle Bänderkalke mit schwacher Marmorisierung werden dem Devon zugeordnet, wohin auch die gelben, teilweise rauhwackenartigen Dolomite zu stellen sind. Diese im Detail wech-

selnde Schichtfolge baut das Altpaläozoikum der südlichen Saualpe auf.

Im höheren Tonschieferstockwerk der „Anchi"-Zone im Westen der Saualpe sind fossilführendes Ordovizium aus dem Magdalensberg (S. SEELMEIER, 1940) und Kalkbänder und -linsen des Unter- bis Ober-Devon östlich von Kl. St. Paul (E. STREHL, 1962) bekannt geworden (3.9.12.). In einer mehr kalkigen, geringer mächtigen Fazies tritt das Devon der Althofener Schichten (H. P. SCHÖNLAUB, 1971) im Hangenden der Metadiabas (= Magdalensberg)serie auf. Unterkarbon fehlt und über der variszischen Diskordanz liegt dem Altpaläozoikum klastisches Oberkarbon bzw. Unteres Rotliegendes (H. AMEROM et al., 1976) mit Pflanzenresten in nicht metamorpher Fazies auf (W. FRANK & G. RIEHL-HERWIRSCH, 1972). Damit kann man an die Verhältnisse in den Gurktaler Alpen anschließen (3.9.10.). Ob dort im Liegenden stets ein Kristallin ähnlich dem der Saualpe verbreitet ist, erscheint fraglich.

Nach A. PILGER & N. WEISSENBACH (1975) sind in der Saualpe vier Kristallisationszyklen zu unterscheiden, die sich in verschiedener Weise durchdringen: Bei diesen abtrennbaren Zyklen ist Zyklus I z. B. in den gerichteten Einschlüssen innerhalb der pigmentierten Staurolithe der Glimmerschiefer erhalten geblieben. Die Kristallisation II steht in Zusammenhang mit den Pegmatiten und bildete Staurolith, Bytownit, Andalusit und Hornblende. Bei Kristallisation III erfolgt ein bedeutendes Granatwachstum, wobei die Kerne manganreich sind. Anstelle von Staurolith wächst Disthen, der auch die Paramorphosen von Disthen nach Andalusit bildet. Zu diesem Zyklus (III) soll auch die Bildung von Staurolith II, Chloritoid und Disthen gehören. Weiter bildete sich Omphazit; diese Kristallisation entstand synkinematisch während des Druckanstieges. Diesem synkinematischen Vorgang folgt ein postkinematischer Kristallisationszyklus IV unter Bildung von Andalusit (II?) und Skapolith mit einer Rekristallisation prädeformierter Mineralien. Jüngere Deformationen können zu retrograden Umbildungen führen, die im hangenden phyllitischen Anteil des Saualpenkristallins von epizonalen Bildungen einer aufsteigenden Metamorphose nicht zu unterscheiden sind (Epidot, Chlorit).

Alle diese Kristallisationszyklen wären in die variszische Epoche einzuordnen, wenn man annimmt, daß als Beweis dafür ausreicht, daß die metamorphen, altpaläozoischen Schichten von nicht metamorphen, jungpaläozoischen Schichten (Oberkarbon – Unterperm) diskordant überlagert werden. Dabei wurde als höchstes noch sichtbar metamorphes stratigraphisches Niveau Oberdevon von E. STREHL (1962) nachgewiesen.

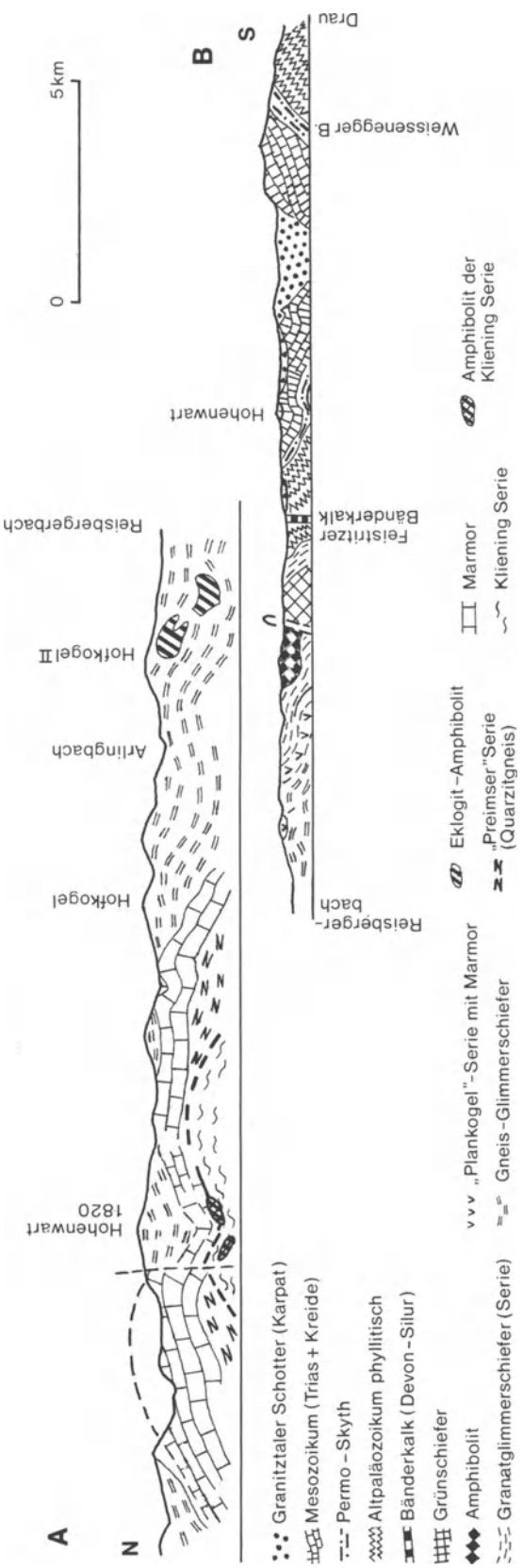
Nördlich der Saualpe schließen sich die Preßner Alpe und dann die Seetaler Alpen an, die sich im Gesteinsaufbau nicht wesentlich von der Saualpe unterscheiden.

Von Westen, östlich Mühlen, ziehen grobkörnige (Staurolith-) Granatglimmerschiefer in den Sattel zwischen Bischofberg und Preßner Alpe. Die Preßner Alpe selbst nehmen mehr feinkörnige Biotitgneise und Amphibolite ein, zu denen sich Gesteine gesellen, die F. HERITSCH & F. CZERMAK (1923) in der Stubalpe als „Kränzchengneise" bezeichnet haben (rekristallisierte Mörtelkränze aus Plagioklas sind gefüllt und werden durchspießt von ? Klinozoisit). Es wäre vorstellbar, daß im Gebiet der Preßner Alpe ein Aufbruch von Stubalpengesteinen (Gleinalmkristallin ähnlich der Kliening) besteht, da die Gesteine ähnlich sind.

Zum Rücken des Zirbitzkogels hin nehmen die pegmatoid durchtränkten Gneise wieder zu; gegen die Wenzelalpe zu treten auch Eklogit-Amphibolite auf. Die Marmorzüge mit Pegmatiten im Osten ziehen im Norden in einer großen zerstückelten Schleife von Süden in den Raum nördlich der Mur, wo sie sich mit den Marmoren der Brettsteinserie verbinden lassen. Am Rande dieser Marmorserie treten, ummantelt und verzahnt mit Granatglimmerschiefer vom Wölzer Typus, die Granitgneise westlich Judenburg auf. Trotz der analogen tektonischen Position bestehen keine Ähnlichkeiten mit dem Wolfsberger Granitgneis (3.9.12.). Die tektonische Fläche zwischen dem Saualpenkristallin und jenem Grantglimmerschiefer könnte östlich des Perchauer Sattels gegen Ostnordosten verlaufen, ohne das Murtal im Norden zu berühren (A. THURNER, 1936). Im Norden anschließend sind Granatglimmerschiefer ohne pegmatoide Durchtränkung verbreitet, die sich mit den Wölzer Glimmerschiefern nördlich der Mur verbinden lassen (3.9.7.).

Zu den jüngeren, nicht mehr metamorph überprägten, tektonischen Erscheinungen gehört die sogenannte „Abtreppung" im Südteil der Saualpe, mit der sie in das östliche Klagenfurter Becken stufenförmig absinkt. Diese Rampe gegen Süden wurde durch den Draugletscher und seine Umfließungsrinnen im Norden noch zusätzlich morphologisch betont. Diese grobe Verbiegung hat das Mesozoikum, welches das Krappfeld mit den St. Pauler Bergen verbindet, mitbetroffen.

Im Jungtertiär entstanden weitgehende Zerbrechungen, die Verwerfer mit Sprunghöhen von einigen tausend Metern erbrachten. Das Görtschitztaler Störungsbündel und seine östliche



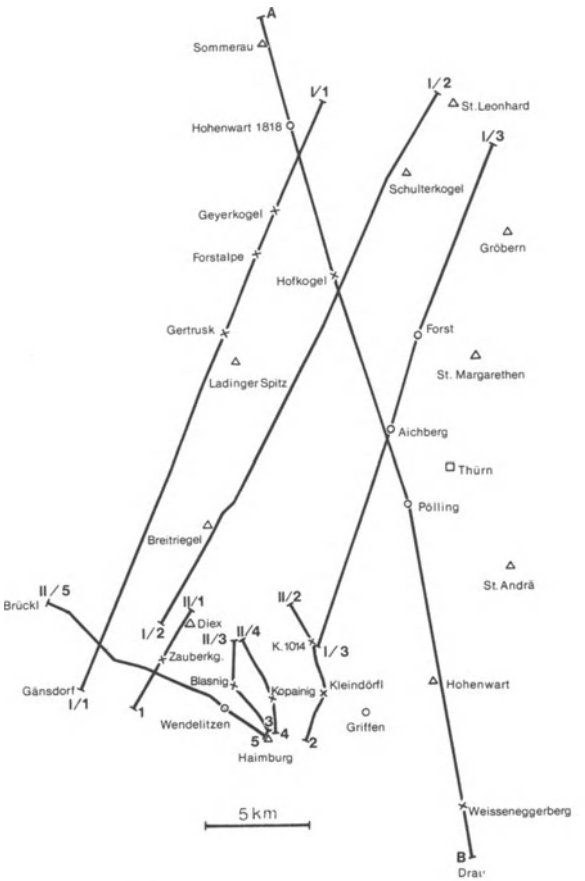


Abb. 102. A-B NNW-SSE Profil von der Pressner Alpe über die Saualpe und die St. Pauler Berge bis an die Drau südöstlich Ruden (in Beziehung gesetzt zum Verteiler der Profile in der Geologie der Saualpe von A. PILGER et al., 1975)

Abzweigung gegen Südosten, die sich als Griffener Verwurf (H. HÖFER, 1894) bis tief in die Nordkarawanken verfolgen läßt, ist in der Landschaft deutlich erkennbar.

3.9.11.2. Postvariszische Sedimente (bis zum Mitteleozän) im Krappfeld und den St. Pauler Bergen mit ihren südöstlichen Fortsetzungen

Erosionsrelikte postvariszischer Gesteine liegen im Krappfeld und bei St. Paul als nicht metamorphe, sedimentäre Körper dem Altpaläozoikum diskordant auf. Sie bilden ein anmutiges Hügelland zwischen höheren Kristallinbergen. Längs der Lavanttaler-Störungszone finden sich im Drautal noch weitere Kleinvorkommen wie Rabenstein etc., welche zu den Vorkommen im Remschnigg, Possruck und Bachern (Pohorje) an der steirisch-slowenischen Grenze vermitteln.

Vorkommen bei Hochosterwitz und am markanten Ulrichsberg, nördlich Klagenfurt, gehören ebenfalls dazu.

Die Basisbrekzien der Trias sowie die tieferen, permokarbonischen Horizonte (aufgrund der Pflanzenreste für Stefan gehalten) enthalten ekkige Bruchstücke des aufgearbeiteten Untergrundes (Phyllit, Diabas, selten Bänderkalke). Die unregelmäßig verteilten und wenige Meter mächtigen Blockschichten, ähnlich einem verfestigten Gehängeschutt, gehen rasch in glimmerreiche Sandsteine und tonige Schichten über, aus denen kleine Floren stammen (G. RIEHL-HERWIRSCH, 1965). Den hangenden Schichten sind gelegentlich biotitreiche saure Tuffe und Tuffite eingeschaltet, die dem Niveau des Bozener Quarzporphyres entsprechen dürften. Über diese tiefere Serie des Jungpaläozoikums, die mehr lokal entwickelt ist, greifen einheitlich Sandsteine und Quarzkonglomerate mit gut abgerollten Komponenten über, die Perm und unteres Skyth vertreten. Diese Griffener Schichten dürften fluviatiler Entstehung sein und besitzen ein feines Bindemittel, das vor allem an Störungen in Serizit umgesetzt wurde. Im Geröllbestand sind Lydite häufig, Quarzporphyre können teilweise Faustgröße erlangen. Wichtig ist das stellenweise Auftreten von Muskowitquarziten und -gneisen als Gerölle unbekannter Herkunft, die auf ein kristallines Abtragungsgebiet hinweisen. Die unregelmäßige, grobkörnige Schüttung der Geröllhorizonte wiederholt sich mehrfach. Die intensiv roten, festen Sandsteine wurden früher in Steinbrüchen abgebaut.

Ohne Unterbrechung werden die Sandsteine der Griffener Schichten gegen das Hangende zu feinkörniger und liefern an verschiedenen Stellen kleine, marine Faunen mit Ammoniten der Campiler Schichten (H. ZAPFE, 1958). Die tonig-sandige Ausbildung gleicht den Werfener Schiefern der Nordalpen. Wie dort treten auch noch in höheren Stockwerken gipsführende Schichten auf, die beim Bau des Langenbergtunnels vom Drau- ins Lavanttal angetroffen wurden.

Über Zellendolomite und Rauhwacken leitet die Sedimentation zur karbonatischen Ausbildung der hochmarinen Mitteltrias über. Dünne, dunkle, dichte Dolomitlagen und Kalke gehen über plattige Dolomite in eintönig grauen Wettersteindolomit über, der von ca. 40 m (?) in der Ebersteiner Trias bis fast 300 m Mächtigkeit in den St. Pauler Bergen anschwellen kann. Gegen das Hangende sind nur in den St. Pauler Bergen Übergänge der Wettersteindolomite in die ladinischen hellen Wetterstein-Riffkalke mit einer dickschaligen Brandungsfauna festzustellen. Im Liegenden der karnischen Raibler Schichten ließ sich eine Daonellen-Fauna im Hornsteinplattenkalk nachweisen (Oberstes Ladin). In der Ebersteiner Trias erscheint an den Grenzen zum hangenden oberladinischen, plattigen Dolomit bzw. zu den Raibler Schichten eine geringmächtige grüne Tufflage porphyritischer Zusammensetzung, wie auch kürzlich in den St. Pauler Bergen festgestellt wurde. In der Krappfeldtrias sind im Karn neben schwarzen, griffeligen Raibler Tonschiefern sandige Carditaschichten, Oolithe etc. ausgebildet, die eine umfangreiche „Cassianer" Fauna geliefert haben.

In den St. Pauler und Griffener Bergen sind neben monotonen, schwarzen Raibler Schiefern blaugraue, dunkle, dichte Kalke und helldunkelgraue, dichte Cidariskalke entwickelt, die einige Zehnermeter Mächtigkeit erreichen können. Als höhere Obertrias folgt der gebankte norische Hauptdolomit, wobei diesen in der Umgebung südlich St. Paul teils dünn-, vorwiegend jedoch dickbankige, lichtgraue, dichte Kalke vertreten können.

Die Ähnlichkeit der Trias läßt die Schichtfolgen unschwer den analogen Schichten der Nördlichen Kalkalpen anschließen. Aber noch größer ist die auch lagemäßig gegebene Beziehung zu den Nordkarawanken, wobei eine Verbindung über Edling (südwestlich Völkermarkt) – St. Michael (westlich Bleiburg) südwärts zu suchen wäre. Jura- und Unterkreideschichten fehlen jedoch dem Krappfeld- und St. Pauler Mesozoikum gänzlich, während in den Nordkarawanken das Mesozoikum bis in die hohe Unterkreide reicht.

Fehlt aber dem Karawankenzug die Oberkreide, so ist sie im Krappfeld und in den St. Pauler Bergen reichlich vertreten. Mit Basisbrekzien aus aufgearbeitetem Mesozoikum fängt meistens die „Gosau" an. Ist am Weinberg (Ostsüdost St. Paul) feinsandiger brauner Ton mit einer Coniac-Foraminiferenfauna (mit Ostracoden und Fischresten: Otolithen) gefunden worden, so beginnt im Krappfeld die Oberkreide mit aus Wildbachschüttungen hervorgegangenen Konglomeraten, überlagert von Mergeln des (Obersanton bis) Campan mit *Bolivinoides decorata decorata* (JONES) und *Globotruncana elevata* (BROTZEN). Der rasche fazielle Wechsel der Schichten von Hippuriten-Riffkalken bis -brekzien bis zu turbiditischen, tonigen Sandsteinen ist in den Steinbrüchen der Zementfabrik von Wietersdorf und Umgebung gut zu beobachten. Bezeichnend für die tiefe Absenkung und die damit verbundene Bodenunruhe ist das Vorkommen einer „Knödelbrekzie", die von F. THIEDIG (1975) eingehend beschrieben wurde.

Die Faunen der Hippuritenbrekzien weisen auf eine Beziehung zur Oberkreide im mediter-

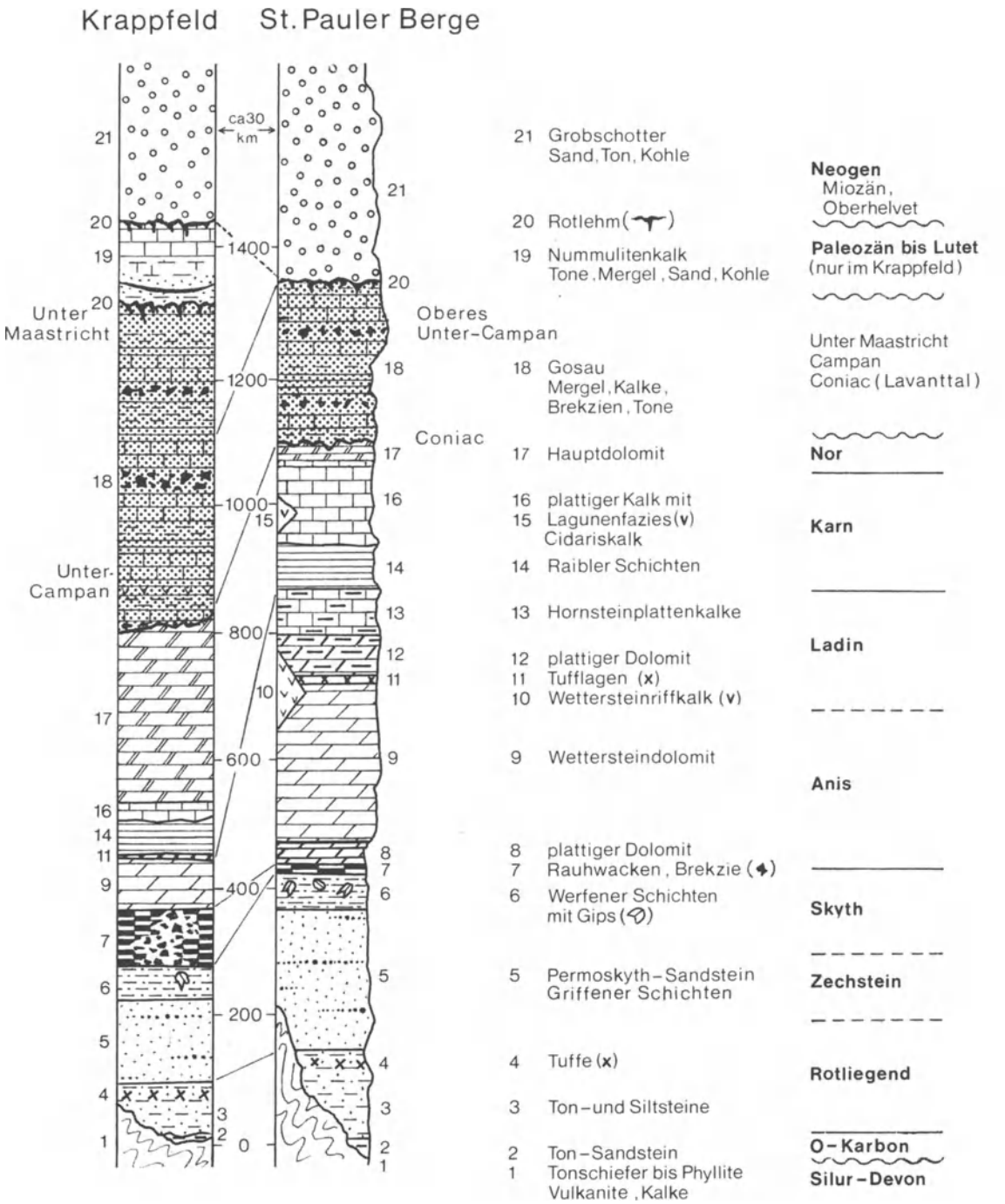


Abb. 103. Säulenprofile der postvariszischen Sedimente im Krappfeld, in den St. Pauler und Griffener Bergen. Zusammengestellt nach W. WASCHER (1960), G. RIEHL-HERWIRSCH & W. WASCHER (1972) sowie F. THIEDIG et al. (1974): geändert P. BECK-MANNAGETTA (1978)

ranen Raum hin, da Großforaminiferen wie Cuneolinen bestimmt wurden, neben dem Vorkommen von Rudisten wie Duranien und *Joufia* (*? silva regis* D. LUPU) bei Wietersdorf im Lavanttal. Darüber liegen im Krappfeld Foraminiferen-Mergel des Oberen Obercampans mit *Globotruncana calcarata* (CUSHMAN) und solche des Untermaastricht mit *Bolivinoides draco draco* (MARSSON), während die Schichtfolge im Lavanttal im oberen Untercampan endet. In den geröllführenden Horizonten liegen neben Komponenten aus Mesozoikum solche paläozoischer Tonschiefer vor; Elemente des Hochkristallins fehlen, sodaß eine Abtragung von Teilen des kristallinen Rückens der Sau- bzw. Koralpe zur Kreidezeit nicht nachgewiesen werden kann.

Diskordant wird das tiefe Maastricht im Krappfeld von gering mächtigen, roten Tonen mit weißen Quarzschottern überlagert, die als vermutlich terrestrisches Paleozän eingeordnet werden können. Den fossilreichen untereozänen Mergeln und Tonen sind geringmächtige Glanzkohlenflöze eingelagert, die bei Sittenberg und nördlich Guttaring abgebaut wurden. Über der mergelig-sandigen Serie folgen massige Nummulitenkalke, die westlich Klein St. Paul als Zuschlag für die Zementindustrie abgebaut und in das Unter- bis Mitteleozän eingestuft werden. In der Guttaringer (Sonnberg-)Mulde können auch die Mergel noch in das Mittel-Eozän hinaufreichen. Eozängerölle im Tertiär und Quartär des Klagenfurter Beckens belegen eine früher ausgedehntere Verbreitung dieses Eozäns.

Die Mächtigkeit der Deckschichten dürfte insgesamt kaum 1500 m übersteigen, wobei 800–1100 m allein auf die Trias fallen können; somit verbleibt für die Gosau (mit Eozän) etwa ein Drittel der Gesamtmächtigkeit (Abb. 103).

Die Trias und ihre kretazisch-eozäne Auflage haben, abgesehen von einer leichten Einmuldung um eine E-W-Achse, nur mehr eine Bruchtektonik mit blockartigen Verstellungen in einem rechtwinkligen Störungssystem (NNW-SSE und ENE-WSW) erlitten, die auch in den Abbauen der eozänen Kohlenflöze gut zu verfolgen war. Vor allem finden wir diese Störungen am Rande der Gosau; vielfach ist aber trotzdem noch der transgressive Verband ihrer Basisbrekzien zu erkennen. Der Höhepunkt dieser Bruchtektonik dürfte im Jungtertiär liegen.

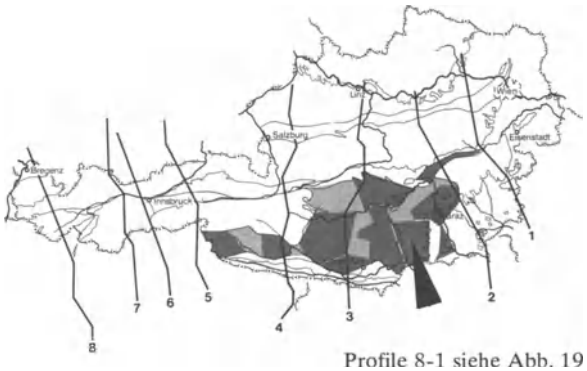
An der Basis der miozänen Blockschotter treten stellenweise lateritische Rotlehme auf, die auch auf den Verebnungen im Kristallin stellenweise zu finden sind. Die Blockschotter westlich der Saualpe finden ihr Analogon im Südosten, wo sie unter die marinen Mühldorfer Schichten der Oberen Lagenidenzone (M. E. SCHMID, 1974) des Baden tauchen. Nach F. THIEDIG (1970) wären die Gurktaler Schotter letzteren Bildungen zeitlich anzuschließen. P. BECK-MANNAGETTA (1961) möchte diese eher als jüngere pliozäne Bildungen abtrennen.

Literatur: ANGEL F. 1940; BECKER L. 1976; BECK-MANNAGETTA P. 1949, 1958, 1960; CLAR E. 1973, 1976; CLAR E. in FRITSCH W. 1960, 1963; FLÜGEL H. W. & SCHÖNLAUB H. P. 1972; FRITSCH W. 1962a; GROSCHOPF R. 1970; HABERFELLNER E. 1937; HINTE J. E. van 1963; KAHLER F. 1955a, c; KIESLINGER A. 1928a; KLEINSCHMIDT G. 1966, 1970, 1979; KLEINSCHMIDT G. et al. 1975, 1976; KLEINSCHMIDT G. & NEUGEBAUER J. 1971, 1974, 1975; LODEMANN W. 1966, 1967, 1973; MEIXNER H. 1957; MOTTANA H. et al. 1968; NEUGEBAUER J. 1970; OBERHAUSER R. 1963, 1968, 1978; PILGER A. 1975; PILGER A. & WEISSENBACH N. 1970, 1975; RICHTER W. 1973; RIEHL-HERWIRSCH G. 1970; SCHMID M. E. 1974; SEELMEIER H. 1940; SMULIKOWSKI K. 1965; SOLYOM O. 1942; STREHL E. 1962; THURNER A. 1936, 1970; TOLLMANN A. 1977b; THIEDIG F. 1970, 1975; WEISSENBACH N. 1963, 1970, 1975; WURM F. 1968.

3.9.12. Die Koralpe

Von PETER BECK-MANNAGETTA

Mit den Abbildungen 104 bis 106



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Östlich der Saualpe schließt sich als südliches Teilstück des steirischen Randgebirges südlich vom Packsattel das Massiv der Koralpe an. Der Westrand kommt durch die Lavanttaler Störung zustande, hinter der sich die NNW-SSE gelängten Tertiärvorkommen des oberen und unteren Lavanttales erstrecken. Durch diesen heute ca. 1500 m hohen Abbruch der Koralpe gegen Westen ins untere Lavanttal, Teil eines Bruches, der (unter Einbeziehung aller jüngeren Schichten) über 4500 m Sprunghöhe haben dürfte, kommt die pultförmige Verstellung des Kristallinblockes noch stärker zum Ausdruck als bei der Saualpe. Diesem steilen, zerfurchten Abbruch im Westen steht eine sanftere Abdachung mit einigen Tälern im Osten gegenüber. Wegen der Höhe des mäßig stark gegliederten, in die Almregion bis 2140 m (Gr. Speik) aufsteigenden Kammes sind die Formrelikte der Eiszeit deutlich; Schuttbedeckung ist auch hier verbreitet.

So ähnlich die gesteinsmäßige Zusammensetzung von Kor- und Saualpe ist (G. KLEINSCHMIDT & U. RITTER, 1976), so bestehen doch auch wesentliche Verschiedenheiten im Aufbau beider Gebirge, die eine abweichende Gliederung ergeben (Abb. 105, 106).

Ganz im Süden, gegen das Drautal zu, treten jene altpaläozoischen Schiefer auf, die auch in der südlichen Saualpe in einer Schuppenzone vorliegen. Im Osten verdeckt das jungtertiäre Florianer Teilbecken die Grenze zum Altpaläozoikum des Sausalgebirges (3.9.14.5.); im Norden ist eine flache Störung gegen das Grazer Paläozoikum anzunehmen (3.9.14.3.).

3.9.12.1. Der Gesteinsbestand

(vom Hangenden zum Liegenden)

Das Dach der Koralpe wird von Granatglimmerschiefern gebildet, die im Norden von F. HERITSCH & F. CZERMAK (1923) die Bezeichnung *„Gradener Serie"* erhalten haben. An der Ostabdachung erscheinen diese Gesteine, westlich und südlich Stainz, nur mehr spurenhaft. Im Süden ummanteln sie jedoch als breiter Streifen das liegende Hochkristallin; dort werden diese Gesteine vor allem mit der *Plankogelserie* der Saualpe (G. KLEINSCHMIDT & U. RITTER, 1976) verglichen. Chloritoid-Disthen-Staurolith-Granatglimmerschiefer mit spärlich Amphiboliten und Hornblendegarbenschiefer kommen darin vor.

Der gegenüber der Saualpe stärkere Faltenwurf in der Koralpe ermöglichte es, daß diese hangende Serie in der Synklinale zwischen Pack- und Hebalpe erhalten blieb und auch nördlich und östlich der Schichler Alm (Garanas) eingefaltet ist. Disthen tritt in tieferen Lagen in Einzelkristallen auf; selten ist sein Zerfall in Schuppenaggregate zu beobachten.

Im Liegenden dieser Serie beginnt ohne scharfe Grenze die pegmatoide Durchtränkung, die vorwiegend konkordant, aber auch diskordant die Gneisglimmerschiefer durchsetzt. Wie in der Saualpe ist es diese Zone, die die Glimmerpegmatite führt. Hier treten jene Vorkommen der großen Muskowite und Feldspate auf, die zeitweise abgebaut wurden. Große Stöcke von Eklogit-Amphibolit sind in den Gneis-Glimmerschiefern verbreitet; Gabbro-Eklogite (= Metagabbro) sind nur aus der Koralpe bekannt.

In einer tieferen Lage gehen vor allem im Norden die Gneis-Glimmerschiefer in den Hirschegger Gneis (O. HOMANN, 1962) über, der außer konkordanten, pegmatoiden Lagen eine beginnende Plattengneislineation aufweist. Die Feldspataugen sind mit kataklastischen (teilweise rekristallisierten) Mörtelkränzen (Blastomylonite, G. KLEINSCHMIDT & U. RITTER, 1976) umgeben, die in der Richtung der Lineation gelängt sind. Östlich des Packwinkels und vor allem in Auerling sind die zerriebenen Gneis-Glimmerschiefer in „kataklastische Zentrale Gneisquarzite" (P. BECK-MANNAGETTA, 1956) umgewandelt. Diese beiden Gesteine und der *Plattengneis* ent-

sprechen als Blastomylonite den Disthenflasergneisen in der Saualpe (G. KLEINSCHMIDT & U. RITTER, 1976). Die feinstschuppigen Disthenflasern werden als zerquetschte (öfters randlich serizitisierte) Paramorphosen von Disthen nach Andalusit angesehen, die typisch für das Koralpenkristallin und allein in diesem verbreitet sind (P. BECK-MANNAGETTA, 1960; O. HOMANN, 1962). Die geringmächtigen Amphibolitlagen innerhalb der Gneisquarzite zeigen keine postkristalline Beanspruchung.

In der zentralen Koralpe vor allem gehen die Hirschegger Gneise durch die Zunahme der Durchbewegung in Plattengneise über, die das „Rückgrat" der Koralpe im zentralen Teil bilden, wobei sie zunächst mit den mehr glimmerführenden, schuppigen Gneisen schichtenweise abwechseln (Abb. 106).

Die typische, extrem kataklastische Auswalzung der Minerale im *Plattengneis* zeigt sich im Osten am deutlichsten. Bei Stainz und Gams wird er in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut. Einlagerungen von Marmor sind ihm fremd, und nur selten findet man geringmächtige, feinkörnige (diablastische) *Eklogit-Amphibolite* eingeschaltet, die von rundlichen Kalksilikatknollen begleitet werden (Hierzmannsperre, Teigitsch; westlich Stainz etc.). Wenn die Marmorzüge im Liegenden mächtig sind, ist der Plattengneis besonders gut entwickelt (Sauerbrunngraben westlich Stainz, Hinterleiten und nordöstlich Freiland, Hühnerstützen Kamm, östlich Spitzels Ofen, südlich Kaltenwinkelgraben). Seine Mächtigkeit schwankt in den Hauptverbreitungsgebieten zwischen 500–700 m.

Den Plattengneis unterlagert die *Marmorserie,* die besonders im Gipfelgebiet (A. CLOSS, 1927) mannigfaltig entwickelt ist: Bändermarmore mit Amphibolitbändern, Eklogit-Amphiboliten, Hornblendegneisen, Glimmergneisen, Pegmatit-, Aplitgneisen und Granatquarziten. Meistens sind es Kalzitmarmore; jedoch bei Etzendorf (A. KIESLINGER, 1929), im Friesachgraben, ostnordöstlich Ragglbach (Abb. 104) und im Twimbergergraben (Raffalt-Steinbruch) handelt es sich teilweise um reine Dolomitmarmore. Mineralreiche Marmore [Gupper-Steinbruch, westlich Wildbach (H. HERITSCH, 1963), Hartner-Steinbruch westlich Schwanberg (H. MEIXNER, 1939)] leiten zu Kalksilikatschiefern über. Die Vorkommen von Grossular (W. POSTL, 1976), Vesuvian, Forsterit, Humit setzen dabei hohe Bildungstemperaturen voraus. Besondere Bedeutung könnten innerhalb der Marmorserie Manganquarzite mit Serpentin erhalten, wie sie auch in der Saualpe vorkommen. Die tiefsten Teile der Marmorserie, die an die Preimser Serie der Saualpe anschließen, führen das Eisenglimmervorkommen von Waldenstein.

Das zutiefst Liegende ist vor allem in der südwestlichen Koralpe aufgeschlossen (Abb. 104). Die früher erwähnten Zentralen Gneisquarzite mit blastomylonitischen Feldspataugen und reichlichen Pegmatiteinlagerungen gehen in fast richtungslose Gneise („Migmatite") nördlich des Bäreneckgrabens nördlich der Jaukstörung über. Diese Form der Granitisation hat mit dem klar umgrenzten *Wolfsberger Granitgneis,* der allseits von Granatglimmerschiefern umgeben ist (siehe unten), nichts zu tun. Soweit eine „Migmatitfront" zu beobachten ist, greift sie amöbenartig in die Gneisstruktur ein und löst diese sozusagen auf.

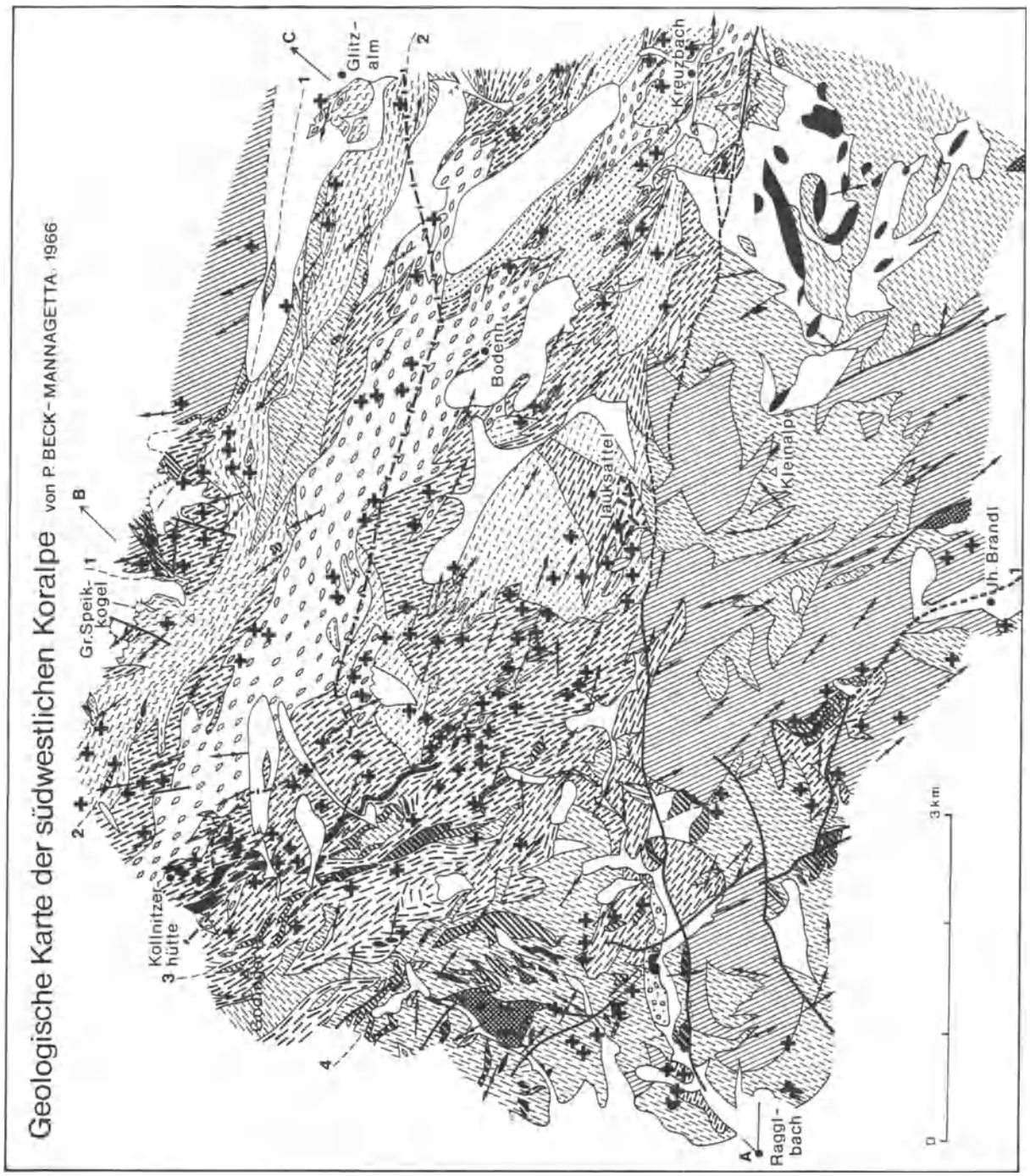
Auf dem Kärtchen (Abb. 104) ist eine Wiederholung der Marmorserie gegen Südwesten erkennbar, was bereits A. KIESLINGER (1928) zur Annahme eines Südwest-Schubes bewog. Darunter folgt dem Plattengneis ein Zug von „Streifengneisen", die im Streichen in Zentrale Gneisquarzite übergehen (Am Sprung, Kleiner Speik Nord) und meist in Quarzadern Paramorphosen von Disthen nach Andalusit führen. Diese Abfolge Marmorserie – Zentrale Gneisquarzite wiederholt sich südwestlich des Krakaberges noch mehrmals und wird im Süden von der Jaukstörung (A. KIESLINGER, 1928) abgeschnitten.

Die Marmorserie begleitend, ziehen die Paramorphosenschiefer vom Tal der Schwarzen Sulm über Gfällalm – Moschkogel – Aiblkogel – Trattenöfen – Kollnitzer Schafhütte – Krakaberg – Krennkogel – Hirschkogel als einheitlicher, in seiner Mächtigkeit stark schwankender Zug außen um den Plattengneis des Gipfelgebietes herum.

3.9.12.2. Die Interntektonik

Die Interntektonik ist in der Koralpe durch einen großen Faltenwurf, der Ost-West bis Südost-Nordwest verläuft, gekennzeichnet, der vor allem die von Nordosten nach Südwesten ziehenden Plattengneiskomplexe verbiegt.

Im Westteil der Ost-West streichenden Wolfsberger Antiklinale sind die Wolfsberger Granitgneise gegen Westen bis Südwesten herausgequetscht. Diese Aufquetschung diaphtoritischer Gesteine steht mit Nord-Süd verlaufenden Faltenachsen in Zusammenhang, die vermutlich altalpidisches Alter haben könnten (P. BECK-MANNAGETTA, 1951) und Ausdruck der „Wolfsberger Tektonik" sind. Ähnliche Erscheinungen beobachtet man im Südwesten der Ameringmasse und am Westrand der Seckauer Tauern (P. BECK-MANNAGETTA, 1960).


Geologische Karte der südwestlichen Koralpe von P. BECK-MANNAGETTA, 1966
Gr. Speik-kogel
Kollnitzer hütte
Glitz-alm
Kreuzbach
Bodenn.
Jauksattel
Kleinalpe
Jh. Brandl
Raggl-bach
A
B
C
1
2
3
4
0
3 km

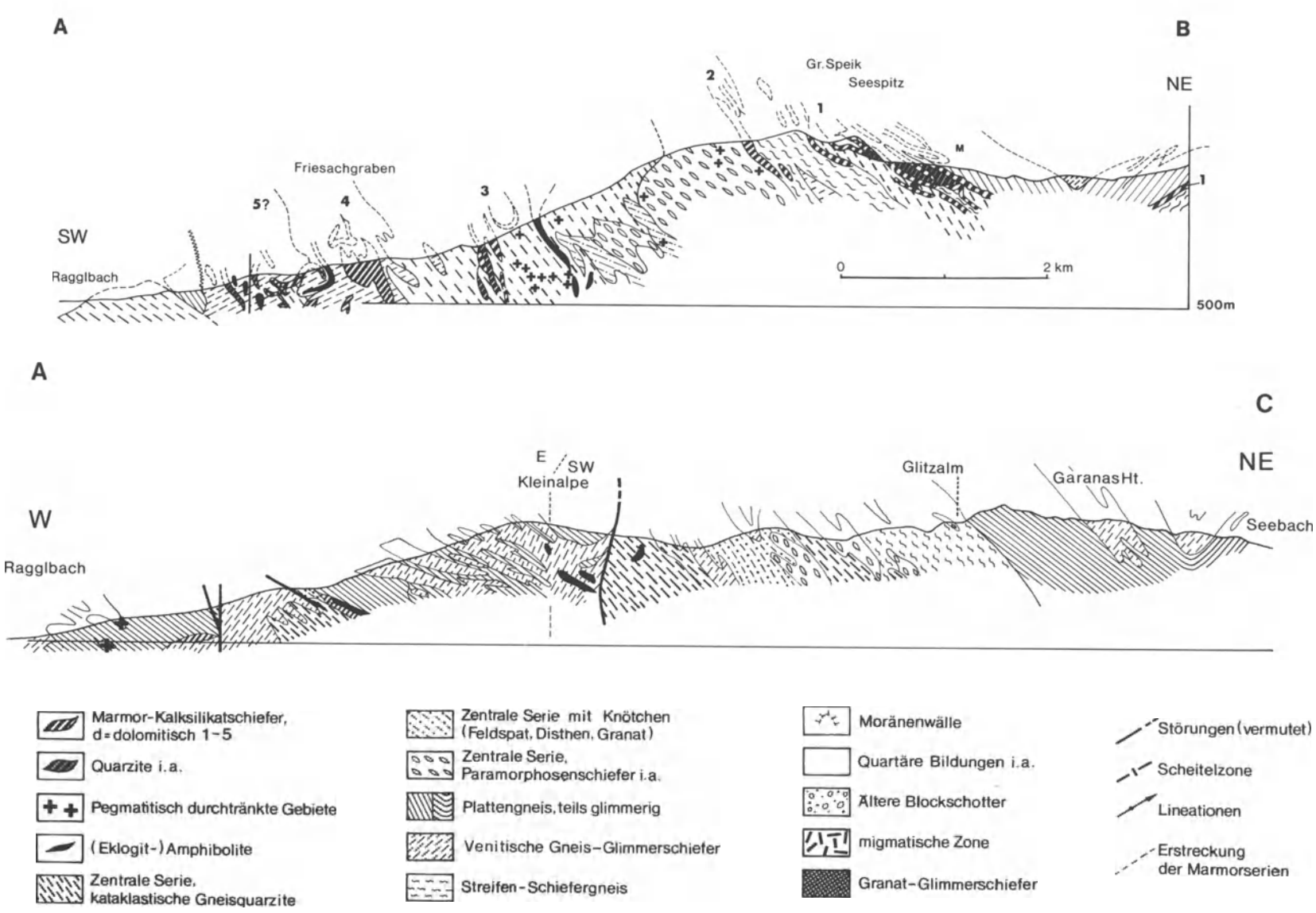


Abb. 104. Geologische Karte aus dem Gebiet der südwestlichen Koralpe, von P. BECK-MANNAGETTA, 1966

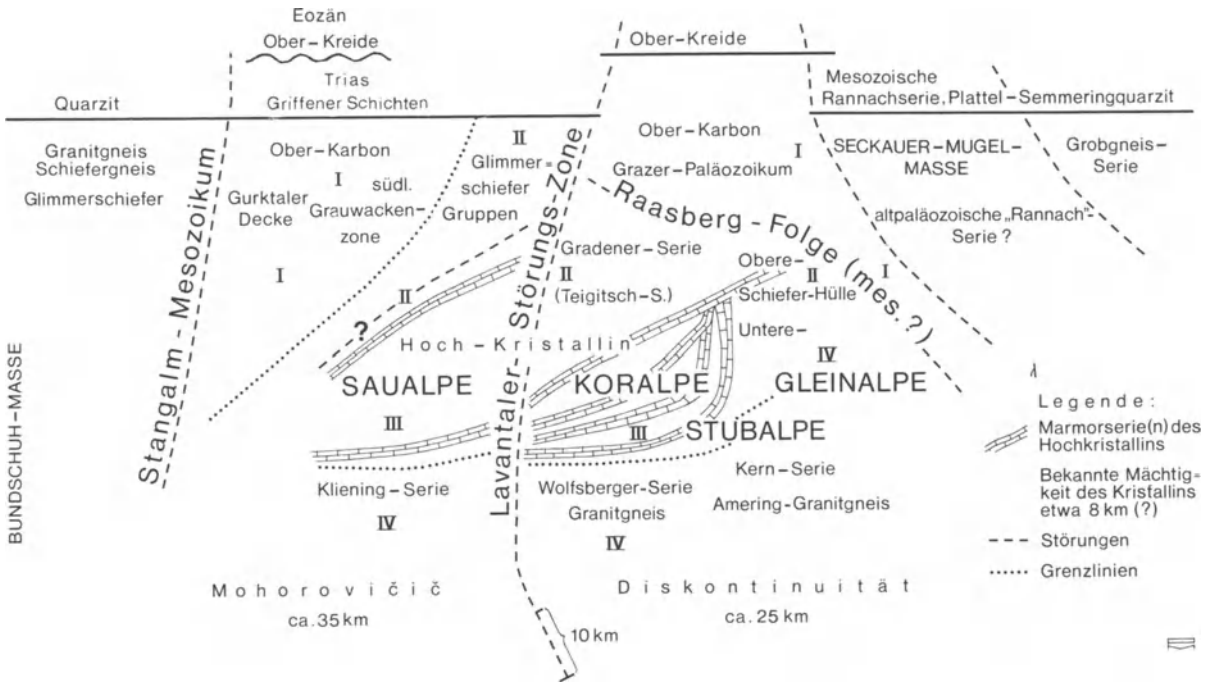


Abb. 105. Schematische Skizze der Verteilung der Triasbasistransgression und der Aufteilung sowie Verschmelzung der Marmorserien im Hochkristallin der östlichen Zentralalpen (I–IV präalpidische Serienfolge)

Gegen Westen verschwinden die höheren Einheiten der Koralpe, und die Granatglimmerschiefer der Wolfsberger Serie mit dem Wolfsberger Granitgneis tauchen auf. Sie bilden ähnlich der Klieningserie der Saualpe die tiefste Einheit des Koralpenkristallins (F. ANGEL, 1940), verzahnen sich mit Granatgneisen und Amphiboliten und werden überlagert von ausgedehnten Marmoren (mit Quarziten, Pegmatiten), die als „Preimser Serie" (3.9.11.) von der nordöstlichen Saualpe gegen Südosten herüberziehen. Der süd- und der nordfallende Teil der Wolfsberger Antiklinale wird von einer dem Streichen mehr oder minder parallel verlaufenden Achsial-Störung begleitet, die von der neuen Straße auf die Weinebene (Kehre) im Eklogit-Amphibolit der Brandhöhe aufgeschlossen wurde. Die Zentralen Gneisquarzite (mehr oder minder mit Paramorphosen) ummanteln diesen Amphibolitzug (A. CLOSS, 1927) und tauchen erst nördlich des Lenzkogels im Stullneggbach flach unter das Plattengneisgewölbe ein. Letzteres verschwindet (sekundär zerstückelt) unter Gneis-Glimmerschiefern mit Eklogit-Amphiboliten westlich des Ahnherrnschlosses und diese unter dem Jungtertiär.

Gegen Norden taucht der Plattengneis von Handalm-Trahütten unter die Gneisglimmerschiefermulden westlich Osterwitz und nach dem Trahüttener Aufbruch unter die des Laufeneggs. Nördlich anschließend erscheint der Freiländer Plattengneiskomplex, der gegen Westen flacher untertaucht und im Osten samt der liegenden Marmorserie steilstehend gegen Norden überkippt ist. Weiter nördlich trennt im Osten eine Mischzone mit steilachsiger Tektonik den Wildbachschenkel des Freiländer Plattengneises von dem im Süden steil südfallenden Gamser Plattengneis, der gegen Nordwesten flach unter die Gneis-Glimmerschiefer mit dem Eklogitstock des Rosenkogels untertaucht. Unter dieser Serie verbindet sich der Gamser Plattengneis mit dem von Stainz, der direkt mit dem von Ligist in Verbindung steht. Der Marmorzug des Sauerbrunngrabens wird horizontal vom Stainzer Plattengneis überlagert, der schichtenweise in die hangenden Hirschegger Gneise übergeht. Der Ligister Plattengneiskomplex fällt flach gegen Norden unter die Gneisglimmerschiefer, verzahnt sich gegen Westen, westfallend, mit Hirschegger Gneisen und taucht gegen Osten rasch unter die Granat-Glimmerschiefer der Gradener Serie unter. Die buckelförmige Großaufwölbung gegen Osten bis Nordosten ist in der Mitte (Moserweber) in Nord-Süd-Richtung aufgesprungen, sodaß Gneis-Glimmerschiefer und diskordante Quarzgänge (mit Apatit, Rutil etc.) erscheinen. Im Westen ziehen die von der Plattengneistektonik geprägten Gesteine in Nordwest

und Nordost verlaufenden Rippen dahin, bis sie muldenartig südlich der Pack von grobkörnigen Staurolith-Disthen-Granatglimmerschiefern überlagert werden. Weiter nordwärts erscheinen vor allem Gesteine der Teigitsch Serie, die dort stellenweise mit Bundscheckgneisen vergesellschaftet sind. Es sind dies Augengneise (L. P. BECKER, 1977), welche in Plattengneise übergehen und dann gemeinsam die Marmorserie mit Pegmatiten der Stubalpe überlagern. Westlich des Packsattels bis Waldenstein und westwärts treten häufiger Marmore auf; doch fehlen große Eklogit-Amphibolitstöcke. Nordwestlich Waldenstein ist im Auerlinggraben unter der Marmorserie der Aufbruch von Granatglimmerschiefern aufgeschlossen.

Eine besondere tektonische Phase bei der Entstehung des Koralpenkristallins wird durch die Lineation der Plattengneise gekennzeichnet:

Eine postkristalline Deformation erzeugte vor allem in Augengneisen eine deutlich sichtbare Streckung. Die postdeformative Rekristallisation hat die betroffenen Minerale in unterschiedlicher Weise entspannt und dann neu auskristallisieren lassen. Dieses bedeutende Strukturelement wurde vom Autor auf ca. 50 km Länge durch die Koralpe verfolgt und eingemessen. Wie neueste Untersuchungen durch A. DAURER wiederum bekräftigen, sind die deutlich sichtbaren Lineationen des Plattengneises als echtes b anzusehen. Daher steht das makroskopische β-Gefüge der Großfalten des Koralpengebietes damit in keinem Zusammenhang. Gefügekundliche Untersuchungen von P. PAULITSCH und W. WERDECKER (mündl. Mitt.) bestätigen die von P. BECK-MANNAGETTA wiederholt geäußerten Ansichten. Die Genese der Lineation des Plattengneises als tektonisches Stockwerk ist nach den neuesten gefügekundlichen Untersuchungen an Quarzgefügen, je nachdem, welche Translationsfläche des Quarzes man als ausschlaggebend ansieht, als ungelöst anzusehen. Megaskopische Beobachtungen im Gelände weisen in den Randgebieten des Plattengneises auf einen B-Tektonit hin und zeigen eine westwärts gerichtete Vergenz (im Gipfelgebiet der Koralpe) auf (R. HERRMANN, P. PAULITSCH & C. ROCH, 1979).

Im Norden und Nordosten der Koralpe fand L. BECKER (1977) eine SW bis SSW fallende Lineation, die gegen Süden, je nach der Lage der Schiefer, NE-SW bis NNW-SSE einfällt, also mehr Nord-Süd verläuft. Die NE- und NNE-Richtung ist auch im Ligister Plattengneis verbreitet. Im Stainzer Plattengneiskomplex sind, je nach der orographischen Höhe des Stockwerkes, von Nord-Süd bis ENE-WSW streichende flache Lineare von unten nach oben (im Westen) verbreitet.

Beim Gamser Plattengneiskomplex behalten die Lineare die Nord-Südrichtung bei, neigen sich aber infolge der steileren Flächen im Süden dort immer steiler in diese Richtung (P. BECK-MANNAGETTA, 1970).

Der steil südfallende Nordschenkel des Freiländer Plattengneises stößt im Osten an den ebenso südfallenden Gamser Plattengneis, seine Lineare tauchen aber mit WNW-Fallen (36°–40°) ein. Der parallel hiezu verlaufende Freiländer Schenkel besitzt WSW – SW einfallende Lineare. Östlich St. Oswald ob Freiland springen die Lineare des Wildbachschenkels in die NNW-Richtung um, und auf der nach Westen ungleichmäßig eintauchenden Kuppel drehen die Linearen vom NW Einfallen im Nordteil über N-S (waagrecht) zum steil (60°) W- bis WSW-Einfallen im Südteil.

Der ganze, vorwiegend nordfallende Plattengneiszug von Trahütten bis zur Handalm besitzt etwa gegen Norden einfallende Lineare, die im Südschenkel der Wolfsberger Antiklinale zu SW-Fallen umbiegen. In der Gipfelmulde des Plattengneises ist der Übergang von SW-Fallen über N-S (waagrecht) zu NW-Fallen genau zu verfolgen, wobei letztere Lage den ganzen Komplex vom Glitzkopf – Wolscheneck – Schmuckbauerwirt beherrscht. Der südwestlichste Plattengneiskomplex, südlich der Kleinalpe, hat fast horizontale bis schwach SE-SSE geneigte Lineare. Auch sonst sind derartige Lineare, je nach dem Verhältnis zu den betreffenden Plattengneislineationen, auch in allen anderen Gesteinen anzutreffen. Die verschiedenen Lagen der Linearen werden aus der Verstellung der Schieferlagen in Zusammenhang mit einer Torsion (b-c-Achse) in die betreffende von der Nord-Süd abweichenden Richtung gedeutet (P. BECK-MANNAGETTA, 1954).

Auffallend an all dem ist, daß der gesamte Bogen des steirischen Randgebirges diesen Wechsel der Richtung der Linearen mitmacht, sodaß dieses Südosteck der Ostalpen (durch jüngere Kräfte praktisch unverändert) – durch die uralte Richtung der Lineation des Plattengneises geprägt erscheint. Im Nordosten weist sie in die karpatische, im Südosten in die dinarische Richtung und eine Verlängerung über die Alpen hinaus gegen Norden ins Moravikum zeigt im Bittescher Gneis gleiche kataklastische Deformationsintensität und gleiche Achsenlage. Kleinere, lokale Torsionen bei Einzelformen, vor allem im Gipfelgebiet, bedürfen weiterer Überprüfung. Das hier vorliegende Südostende des Grundgebirges der Ostalpen gegen einen Teil der Pannonischen Masse hin ist durch den Plattengneis mit seinen Lineationen auffällig gekennzeichnet.



Abb. 106. Serienvergleich und Lagerungsverhältnisse im Kristallin der östlichen Zentralalpen

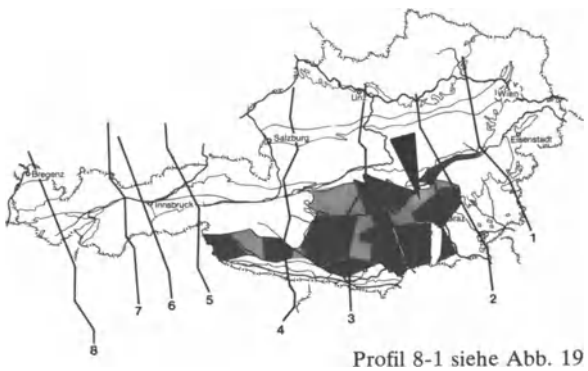
Im Norden der geologischen Verbreitung des Koralpenkristallins („Teigitschserie") tauchen die Granatglimmerschiefer und Marmore in gleicher Weise auf (z. B. bei der Schrottalm), wie im Westteil der Koralpe östlich Wolfsberg oder im Nordosten der Saualpe in der Kliening (3.9.11.).

Literatur: ANGEL F. 1924, 1940; BECKER L. P. 1976, 1977; BECKER L. P. & SCHUMACHER R. 1973; BECK-MANNAGETTA P. 1942, 1947, 1949, 1951, 1953a, b, 1954, 1958, 1959a, 1967a, b, 1968, 1975, 1976a; CLOSS A. 1927; CZERMAK F. 1938; DRIMMEL J., GANGL G. & TRAPP E. 1970; ERTL V. 1977; FAUPL P. 1971; FLÜGEL H. W. 1960, 1964b, 1975b; FLÜGEL H. & MAURIN V. 1958; FRESACHER W. 1965; FRIEDRICH O. M. 1929, 1932; HERITSCH F. 1936a; HERITSCH F. & CZERMAK F. 1923; HERITSCH H. 1964, 1973; HOMANN O. 1962; KAMP H. & WEISSENBACH N. 1961; KIESLINGER A. 1927, 1928a; KLEINSCHMIDT G. 1974, 1979; KLEINSCHMIDT G. & NEUGEBAUER J. 1975; KLEINSCHMIDT G. & RITTER U. 1976; METZ K. 1966; MILLER H. 1977; PILGER A. 1975; PILGER A. & WEISSENBACH N. 1970, 1975; POSTL W. 1976a, b; SANDER B. 1930; SCHUILING R. 1965; STOWASSER H. 1956; THURNER A. 1966; TOLLMANN A. 1959, 1963a, 1977b; WEISSENBACH N. 1970, 1975; WEISSENSTEINER G. 1970; WINKLER A. 1966; WITTMANN H. 1952.

3.9.13. Stub- und Gleinalpe sowie die südwestlichen Fischbacher Alpen und das Kristallingebiet von Anger

Von SUSANNA SCHARBERT

Mit den Abbildungen 107 und 108



Profil 8-1 siehe Abb. 19

Das Gebiet der nordostwärts ziehenden Stub- und Gleinalpe umfaßt das Gebirge östlich der Linie Zeltweg – Obdacher Sattel. Im einzelnen gehören dazu die nordwestlichen Ausläufer der Packalpe, der Amering, die Stub-, Glein- und Hochalpe. Westliche Teile der Fischbacher Alpen werden aus geologischen Gründen mitbesprochen, ebenso dort anschließende Fortsetzungen nach Süden westlich der Feistritz. Nach Südosten schließt das Grazer Bergland an.

Es sind waldreiche Berge mit gerundeten Formen, deren felsenarme oder felsenlose Gipfelgebiete bis in die Almregion aufragen. Nur die höchsten Berge besitzen aus der Eiszeit stam-

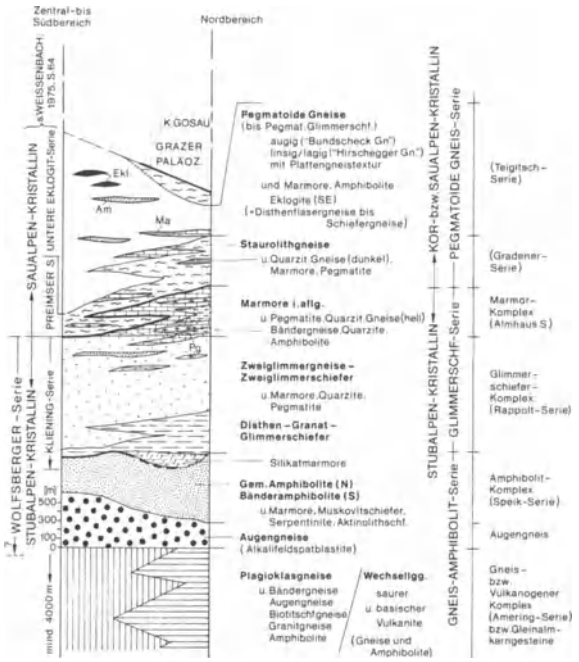


Abb. 107. Serienvergleich des Stub- und Saualpenkristallins nach L. P. BECKER, 1977

mende Kare. Die größten Höhen: Stubalpe, Ameringkogel (2186 m); Gleinalpe, Speikkogel (1988 m); Fischbacher Alpen, Rennfeld (1629 m). Die Nordhänge sind gegen das Mur- und ganz im Osten gegen das Mürztal gerichtet.

Geologisch wird das Gebiet von folgenden tektonischen Einheiten aufgebaut: Die tiefste und nördlichste Kristallineinheit ist das Mugelkristallin, das sich östlich Bruck a. d. Mur in das Rennfeldkristallin fortsetzt. Ihm lagern im Norden die vermutlich permoskythischen Plattlquarzite auf. Der tektonischen Stellung nach sind sie der Rannachserie im Westen bzw. der Raasbergfolge im Südosten äquivalent. Vermutlich haben sie auch gleiches Alter. Neben Quarziten, Arkose-Quarziten, Quarzschiefern und Konglomeraten wurden auch Porphyroide südlich Bruck a. d. Mur beschrieben (J. STINI, 1917). Diese Serie ist mit ihrer kristallinen Unterlage stark verschuppt. Darüber folgt im Norden, ebenfalls mit intensivem tektonischen Kontakt, die Grauwackenzone, die hier hauptsächlich aus mehr oder weniger stark metamorphen karbonen Schiefern mit Einlagerungen von Kalklinsen, Sandsteinen und Konglomeraten besteht (vgl. Kap. 3.6.9.).

Im Süden liegt über dem Mugel-Rennfeldkristallin, tektonisch durch die Trasattel – Eywegg Linie getrennt, das Stub- und Gleinalpenkristallin, das im Gebiet des Amering aus der NE- in eine NS-Richtung umschwenkt und unter das Saualpenkristallin taucht. Ebenso gehört hierher das Angerkristallin, das das Grazer Paläozoikum im Osten unterlagert, aber außerhalb des geographisch umrissenen Gebietes liegt (s. S. 400).

3.9.13.1. Das Mugel- und Rennfeldkristallin

Es ist die Fortsetzung des Seckauer Kristallins östlich von Leoben. Granitische Gneise unterschiedlicher Textur und Zusammensetzung treten, im Gegensatz zu den Seckauer Tauern, in geringer Menge auf. Es dominieren Schiefer-, Plagioklas-, Biotit-Granatgneise (Mugelgneise) und Amphibolite, die die Paragneishülle der Granitgneise bilden. Die Gesteine zeigen postkristalline Deformation und Diaphthorese, die der alpidischen Orogenese zuordenbar sind.

3.9.13.2. Das Stub- und Gleinalpenkristallin

Die Stub- und Gleinalpe werden auf Grund neuerer Untersuchungen von gleichen Gesteinsserien aufgebaut (L. P. BECKER & R. SCHUMACHER, 1973). Sie bilden einen einheitlichen Kristallinkomplex mit einer NE-SW streichenden Antiklinalstruktur, in deren westlichem Flügel die tiefsten Komplexe aufgeschlossen sind.

Die oben genannten Autoren gliedern den geologischen Bau nach tektonischen Serien, die sie nach den vorherrschenden Gesteinsarten benennen und in Komplexe untergliedern, und vermeiden so die von F. HERITSCH & F. CZERMAK (1923) in der Stubalpe mit Lokalnamen belegte lithologische Seriengliederung, der F. ANGEL (1923) in der Gleinalpe wieder andere Bezeichnungen gab.

So lassen sich vom Liegenden zum Hangenden drei bzw. vier Serien ausscheiden:

Die *Gneis-Amphibolit-Serie* untergliedert sich in den Gneis- und den Amphibolitkomplex.

Der Gneiskomplex, der vornehmlich aus Plagioklasgneis besteht und mit Amphiboliten im Millimeter- bis Meter-Bereich wechsellagern kann, enthält Einlagerungen von Augen-, Granit- und Biotitschiefergneisen. Seine Mächtigkeit gibt L. P. BECKER (1977) in der Stubalpe mit 4000 m an. Nach den genetischen Deutungen von W. FRANK et al. (1976) in der Gleinalpe bezeichnet L. P. BECKER (1977) ihn auch als „Vulkanogenen Komplex". Der Gneiskomplex entspricht der Ameringserie von F. HERITSCH & F. CZERMAK bzw. der Kernserie von F. ANGEL.

Darüber folgt in wechselnder Mächtigkeit (bis 500 m) eine markante Platte von Augengneis, die nach den Untersuchungen von H. HERITSCH

Abb. 108. Der Autobahntunnel quert in Nordwest-Südost-Richtung die Gleinalpe zwischen Eibelkogel und Fensteralpe. Er durchörtert den Gneiskomplex der Gneis-Amphibolitserie, der tiefsten und ältesten Serie des Gleinalpenkristallins. Die intensiv wechsellagernden Amphibolite und Plagioklasgneise in der „Lagenserie" werden auf basische und saure Vulkanite zurückgeführt, weshalb L. P. BECKER (1977) dem ganzen Komplex die Bezeichnung Vulkanogener Komplex gegeben hat

& TH. TEICH (1976) ein metamorpher Quarzporphyr sein könnte.

Der Amphibolitkomplex ist in der Stubalpe bis 1500 m mächtig. Die Amphibolite wechseln in Aussehen und Zusammensetzung und enthalten wenig Marmor, Granat-Muskowitschiefer, Antigoritserpentinite und Aktinolithschiefer. F. HERITSCH & F. CZERMAK (1923) nannten diesen Komplex Speikserie.

In diese Serie gehört der mächtige Körper des chromitführenden Serpentins von Kraubath, der zum überwiegenden Teil aus einem Dunit hervorgegangen ist.

Darüber folgt die *Glimmerschieferserie,* die in der mittleren und südlichen Stubalpe unter Bildung von Myloniten und Diaphthoresestreifen der Gneis-Amphibolit-Serie aufliegt. Gegen Osten verschwinden die Merkmale einer tektonischen Überlagerung. Die Serie wird unterteilt in einen Glimmerschieferkomplex und einen Marmorkomplex.

Der Glimmerschieferkomplex besteht aus Disthen-Granat-Glimmerschiefern und Zweiglimmergneisen bis Zweiglimmerschiefern, die Marmore, Silikatmarmor, Quarzite und Pegmatite führen. Er entspricht der Rappoltserie von F. HERITSCH & F. CZERMAK bzw. der Unteren kalkarmen Hülle von F. ANGEL.

Auf Grund lithologischer Vergleiche erkennt L. P. BECKER (1977) die Gesteine des Glimmerschieferkomplexes in den Gesteinen der Klieningserie wieder, die im Klieningfenster innerhalb des nordöstlichen Saualpenkristallins südwestlich Bad St. Leonhard aufgeschlossen sind. Er vergleicht u. a. die liegenden Amphibolite der Klieningserie mit den Hangendteilen des Amphibolitkomplexes der Stubalpe.

Der Marmorkomplex folgt über dem Glimmerschieferkomplex und ist ca. 500 m mächtig. Er führt neben Marmor („Sallamarmor") reichlich Pegmatite, Pegmatitgneise, disthenführende Gneise, Staurolithglimmerschiefer, Quarzite und Amphibolite. Er entspricht der Almhausserie von F. HERITSCH & F. CZERMAK bzw. der Oberen kalkreichen Hülle von F. ANGEL.

Dem Marmorkomplex gleichzusetzen ist die von L. P. BECKER & R. SCHUMACHER (1973) benannte *Marmor-Pegmatit-Glimmerschiefer-Serie,* die am NW-Rand der Stubalpe diskordant dem Gneiskomplex aufgeschoben liegt. Ihre Gesteine sind intensiv diaphthoritisiert und stark verschuppt. Sie entspricht der „Lobminger Schuppenzone" von F. CZERMAK (1932).

Die höheren Teile der Glimmerschieferserie sind dem Wölzer Kristallin gleichzustellen, das ebenfalls eine charakteristische Abfolge von Glimmerschiefern, Marmoren und Pegmatiten etc. enthält.

Über den genannten Serien des mesozonalen Stub- und Gleinalpenkristallins liegt diskordant die bis 4000 m mächtige, von Süden synmetamorph überschobene *Pegmatoide Gneisserie,* die dem katazonalen Sau- bzw. Koralpenkristallin entspricht. Die Staurolithgneise an der Basis, die mit dem Hangendbereich des Marmorkomplexes verschuppt sind, entsprechen der Gradener Serie von F. HERITSCH & F. CZERMAK. Sie werden an der Südspitze des Ameringmassivs in der südwestlichen Stubalpe von Disthenflasergneisen, Schiefergneisen und pegmatoiden Glimmerschiefern mit Pegmatit- und Marmorbändern (Teigitschserie) überschoben. Damit ist die geologische Verbindung zur Koralpe (3.9.12.) hergestellt.

Im Südosten des Glein- und Stubalpenkristallins überlagert die Pegmatoide Gneisserie die Glimmerschieferserie. Nur am Westrand der Stubalpe (östlich der Linie Obdach – Reichenfels – Bad St. Leonhard) liegt sie auf der Gneis-Amphibolitserie, wobei die Überschiebungslinie hier von jungen Brüchen, die dem Lavanttaler Störungssystem angehören, aktiviert wurde.

Als höchste Einheit liegt im Südosten das Grazer Paläozoikum mit tektonischem Kontakt, der Diaphthoreseerscheinungen bewirkt hat, auf der Pegmatoiden Gneisserie bzw. dem Kristallin der Gleinalpe.

Zwischen beiden Einheiten liegen Spuren von sedimentären Abfolgen, welche mit der Raasbergfolge verglichen werden.

3.9.13.3. Das Kristallin von Anger mit der aufliegenden Raasbergfolge

Dieses Kristallin erstreckt sich westlich des Feistritztales, überlagert im Osten die unterostalpine Grobgneisserie und taucht im Nordwesten unter das Grazer Paläozoikum. Die Grenze zu letzterem ist schwierig zu ziehen, da Diaphthorese im Kristallin und epizonale Metamorphose im Paläozoikum zu einer petrofaziellen Angleichung geführt haben. Der im Osten des Kristallins auftretende Marmorzug von Kogelhof wurde von R. SCHWINNER (1935) teils zum zentralalpinen Mesozoikum, teils in das Altkristallin gestellt; er soll zwischen Birkfeld und Anger die tektonische Grenze von Unterostalpin zu Mittelostalpin markieren. Dem Aussehen nach ist er mit seinen Einlagerungen von Pegmatit den Marmoren der Glimmerschieferserie vergleichbar. Ebenso weist die Vergesellschaftung von Biotitgneisen, Granatglimmerschiefern, Amphiboliten, Garbenschiefern, pigmentreichen Marmoren, Graphitschiefern und Pegmatiten darauf hin, daß das Kristallin von Anger höheren Anteilen der Glimmerschieferserie des Stub- und Gleinalpenkristallins entspricht. Auf ihm lagert am Raasberg bei Anger die Raasbergfolge. Sie besteht aus *Quarziten, Dolomiten, Rauhwacken* und *Kalken;* mesozoisches Alter ist nicht auszuschließen. Großtektonisch trennt sie das mittelostalpine Stockwerk vom oberostalpinen Grazer Paläozoikum (vgl. Abb. 113).

3.9.13.4. Zur Bildungsgeschichte des Stub- und Gleinalpenkristallins

Die Ausgangsgesteine im Stub- und Gleinalpenkristallin haben altpaläozoisches Alter. Anteile des Gneiskomplexes, die als Abkömmlinge von basischen und sauren Wechsellagen vulkanischer Herkunft gedeutet werden, wurden vor ca. 520 Mio. J., d. h. um die Wende Kambrium/Ordoviz, gebildet (W. FRANK et al., 1976). Die Sedimentation toniger Arkosen, die als Plagioklasgneise vorliegen, mag bereits im Kambrium eingesetzt haben. L. P. BECKER (1977) stellt den Amphibolit- und Glimmerschieferkomplex ins Silur und schreibt dem Marmorkomplex devonisches Alter zu. Lithologische Vergleiche mit fossilführendem Paläozoikum lassen eher schließen, daß der Amphibolitkomplex und tiefere Teile der Glimmerschieferserie ins Ordoviz zu stellen sind, ihre geringer mächtigen höheren Anteile mit Marmor, graphitführenden Quarziten und Amphiboliten aber dem Silur angehören.

Im Gebiet der Stubalpe sind drei Kristallisationsakte nachweisbar (L. P. BECKER & R. SCHUMACHER, 1973), die durch zwei Deformationsphasen Fm_1 und Fm_2 (B_1- und B_2-Achsen erzeugend) getrennt sind. Die beiden älteren, amphibolitfaziellen Kristallisationsakte sind nach den genannten Autoren variszisch. Die dritte Kristallisation verursacht eine Mineralum- und -neubildung unter Bedingungen der Grünschieferfazies (Diaphthorese). Sie folgt der jüngeren alpidischen Deformationsphase, die Mylonitisierung und Phyllonitisierung verursacht hat. Die B_1-Achsen der Hauptdeformationsphase pendeln NE-SW bis ENE-WSW, die B_2-Achsen um NW–SE.

In der Gleinalpe, detailliert untersucht in der Vulkanogenen Serie, herrscht Lagenbau gegenüber intensiver Verfaltung vor, wie er für die Stubalpe typisch ist. Auch hier streichen die Achsen ENE. Kataklastische, mylonitische und diaphthoritische Zonen sind lokal begrenzt und sind der Fm_2 Deformation L. P. BECKERs & R. SCHUMACHERs zuzuschreiben. Auffallend für den Bereich der Gleinalpe ist, daß die Gesteine in Amphibolitfazies vorliegen und keine retrograden Umwandlungen zeigen. Radiometrische Altersbestimmungen an Biotiten, Muskowiten und Hornblenden ergaben altalpidische Alter um

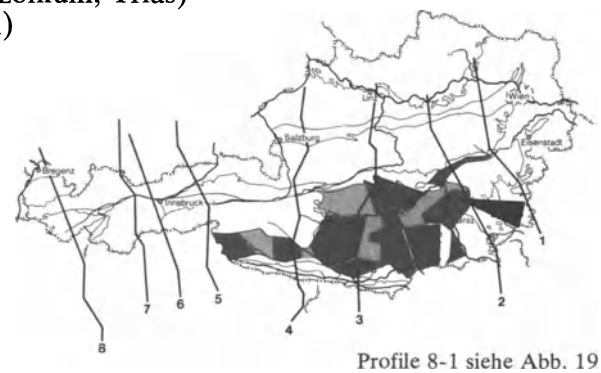
80 Mio. J. Es müssen also in der Gleinalpe während der altalpidischen Orogenese im Gegensatz zu den benachbarten Gebieten so hohe (Druck- und) Temperaturbedingungen geherrscht haben, daß Gesteine in Amphibolitfazies kristallisieren konnten.

Literatur: ANGEL F. 1923; BECKER L. P. 1977; BECKER L. P. & SCHUMACHER R. 1973; CLAR E. 1929; CZERMAK F. 1932; FLÜGEL H. W. 1975a, b; FRANK W. et al. 1976; HERITSCH F. & CZERMAK F. 1923; HERITSCH F. & CZERMAK F. 1923; HERITSCH H. & TEICH TH. 1976; HOMANN O. 1956; SCHWINNER R. 1935; STINI J. 1917.

3.9.14. Das Bergland um Graz sowie Remschnigg und Sausal

Von HANS PETER SCHÖNLAUB (Kristallin, Paläozoikum, Trias) und RUDOLF OBERHAUSER (Gosau von Kainach)

Mit den Abbildungen 109 bis 112



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Das Grazer Bergland bildet ein Mittelgebirge mit formenreicher Gliederung, die durch die Vielfalt an Gesteinen bedingt ist. Es wird durch das öfter steil-felsig eingeschnittene Murtal zerteilt. Die höchsten Berge (Schöckel, 1445 m; Hochlantsch, 1720 m) bestehen aus Kalk. Die Verkarstung der Kalke hat zur Bildung bekannter Höhlen geführt. Leichter ausräumbare Schichten bilden dazwischen sanftere Hügel oder Becken (Passail). Die Reliefenergie schuf Höhenunterschiede von durchschnittlich bis 700 m, im Hochlantschgebiet aber örtlich sogar bis 1300 m. Bergland und Ebene greifen buchtig ineinander.

Am Aufbau der Umgebung von Graz beteiligen sich:

Radegunder Kristallin

Grazer Paläozoikum (paläozoische Sedimente und Vulkanite) und die

Gosau von Kainach (Ablagerungen der Kreide).

Im Südwesten treten als Aufbrüche im Neogen des Steirischen Beckens die Paläozoikums-Vorkommen im *Remschnigg* und *Sausal* hinzu.

3.9.14.1. Das Radegunder Kristallin

Zwischen St. Radegund und Weiz erstreckt sich in einem durch Neogen unterbrochenen etwa 15 km langen Streifen das Radegunder Kristallin. Während es im Süden und Osten unter das Pannon des Steirischen Beckens sinkt, wird es im Norden und Nordwesten unter Zwischenschaltung von Gesteinen der Grenzkalkzone (A. KUNTSCHNIG, 1927; E. CLAR, 1933) tektonisch von der Schöckeldecke des Grazer Paläozoikums überlagert. Die Grenzkalkzone könnte der Raasbergserie entsprechen.

Das Radegunder Kristallin läßt sich grob in einen tieferen Gneis- und einen höheren Glimmerschieferkomplex gliedern. Bei ersterem handelt es sich um postkristallin deformierte, helle Schiefergneise mit örtlich quarz- und granatreichen Lagen. Lokal tritt Diaphthorese auf. In die Schiefergneise sind Biotitquarzite, verschiedenkörnige Silikatmarmore und Zoisit- bzw. Plagioklasamphibolite eingeschaltet.

Der höhere, ebenfalls lokal diaphthoritische Komplex besteht aus Granatglimmerschiefern mit auffallend großen Staurolithkristallen und Chloritoidtafeln. Die Glimmerschiefer zeigen alle Übergänge zu Granatphylliten, Granatglimmerquarziten und dunklen Quarziten. Daneben schalten sich auch Kalksilikatschiefer und kleine linsenförmige amphibolitische Gesteinskörper ein (Plagioklasamphibolite, Granatamphibolite, Hornblende-Diopsidfelse, Hornblende-Plagioklas-Schiefer etc., vgl. E. NEUWIRTH, 1951; J. HANSELMAYER, 1965).

Im tieferen Gneiskomplex, aber auch im Glimmerschieferkomplex treten zahlreiche Pegmatitstöcke und -linsen auf. Die hellen, grobkörnigen, im tieferen Stockwerk mineralreichen

Gesteine reichen als Quarzgänge mit z. T. großen Muskowitkristallen örtlich bis in die paläozoischen Grünschiefer der Passailer Mulde und können mit diesen Epidot-Biotit-Kontakte bilden (O. HOMANN, 1959).

In der Vergangenheit sind vor allem die Schiefergneise des Radegunder Kristallins mit dem Koralpen-Kristallin verglichen worden (A. KUNTSCHNIG, 1927; F. ANGEL et al. 1939; J. ROBITSCH, 1949); allfällige petrographische Ähnlichkeiten sollten aber nicht überbewertet werden (E. NEUWIRTH, 1951).

Literatur: ANGEL F. et al. 1939; CLAR E. 1935; FLÜGEL H. W. 1961, 1975a; HANSELMAYER J. 1965; HOMANN O. 1959; KUNTSCHNIG A. 1927; NEUWIRTH E. 1951; ROBITSCH J. 1949.

3.9.14.2. Das Grazer Paläozoikum

Das Grazer Paläozoikum reicht von Köflach im Westen über Mixnitz im Norden bis nahe Anger im Osten und Graz im Süden. Es nimmt somit obertags eine Fläche von annähernd 50 × 25 km ein. Weite Teile liegen außerdem unter der neogenen Bedeckung des Steirischen Beckens. So steht es, wie Bohrungen (Pirka, Schönberg südwestlich Wildon) und kleine Obertagsaufschlüsse bei Tobelbad, Weitendorf und Lebring zeigen, über die „Sausalschwelle" mit dem Paläozoikum im südlich gelegenen Sausal und Remschnigg in Verbindung und setzt sich, den „Feldbacher Kristallinsporn" im Süden umhüllend, über die „Südburgenländische Schwelle" nach Nordosten in das Paläozoikum im südlichen Burgenland fort (Kirchfidisch, Eisenberg, *Hannersdorf*). Diese Verbindung ist durch Tiefbohrungen in der Oststeiermark (Perbersdorf 1, Übersbach 1, Walkersdorf 1, Waltersdorf 1, Binderberg 1) und die Schieferinsel St. Anna südöstlich von Gleichenberg gesichert (vgl. H. W. FLÜGEL, 1963, 1975; K. KOLLMANN, 1965; F. EBNER, 1978: mit Details zu Waltersdorf 1).

Das Grazer Paläozoikum zählt mit den Karnischen Alpen, den Karawanken und der Nördlichen Grauwackenzone zu den „klassischen" Vorkommen ostalpinen Paläozoikums. Bereits im Jahre 1843 gelang hier F. UNGER der Nachweis von Devon. Die erste Gliederung der Schichtfolgen auf biostratigraphischer Grundlage geht, nach wichtigen lithostratigraphischen und paläontologischen Vorarbeiten von E. SUESS (1868) und G. STACHE (1884), auf K. A. PENECKE (1894) zurück. R. HOERNES machte 1880 auf z. T. heute noch gültige fazielle Unterschiede im Altpaläozoikum aufmerksam. Einen vorläufigen Abschluß fand diese Epoche in der Bearbeitung der umfangreichen Makrofauna durch F. HERITSCH (1915/1917), der zugleich das Grazer Paläozoikum zusammenfassend darstellte. Dieses Schema ist aber heute durch Faunenrevisionen und neue tektonische Untersuchungen weitgehend überholt.

Die Vorstellung vom Deckenbau im Grazer Paläozoikum basiert auf R. SCHWINNER (1925). Sie wurde in der Folge durch Arbeiten von E. CLAR (1935), H. BOIGK (1951) und H. W. FLÜGEL (1958) stark ausgebaut (vgl. Abb. 111). A. TOLLMANN (1959) gliederte schließlich das Grazer Paläozoikum als alpidisch transportierte Fernschubmasse dem oberostalpinen Deckensystem an, das am Rücken des Mittelostalpins eine S-N-Verfrachtung von 140–165 km ausgeführt haben soll. Als Argumente für die tektonische Platznahme dienen u. a. die an der Basis des Paläozoikums als *„Raasbergfolge"* bekannten Reste von fossilleerem, fraglichem, zentralalpinem Permomesozoikum bei Voitsberg, Radegund und Weiz.

In der üblichen lithofaziellen Gliederung des Grazer Paläozoikums wird die Rannachfazies, die Hochlantschfazies und die Schöckelkalk- bzw. Tonschieferfazies unterschieden. Nördlich von Frohnleiten und von Breitenau tritt dazu noch die *„Folge von Laufnitzdorf"*. Während die Rannach- und Hochlantschfazies klastisch beeinflußte küstennahe Schelfablagerungen repräsentieren, soll die Tonschieferfazies nach H. W. FLÜGEL (1972) zeitweise Beckenverhältnisse anzeigen. Dieses Faziesmuster stimmt aber mit der nach Rückführung des Deckenbaues erzielten Verteilung der Fazieszonen im Grazer Paläozoikum nicht überein (vgl. H. BOIGK, 1951; A. TOLLMANN, 1977b).

3.9.14.2.1. Die Rannachfazies (non Rannachserie: diese vgl. S. 370)

Die Rannachfazies ist westlich und nördlich von Graz verbreitet (Hoch Trötsch, Plesch, Mühlbacher Kogel, Rannach, Plabutsch usw.). Die ältesten Anteile sind die über 500 m mächtigen *„Schichten von Kher"*, die sich in einen tieferen, stark vulkanogenen (Fleckengrünschiefer, Tuffite, Metadiabase) Abschnitt (= Untere Schichten von Kher) und in einen höheren, sandig-kalkigen Teil gliedern (= Obere Schichten von Kher). Daraus stammen Conodonten, die Obersilur und Unterdevon belegen. Aus den Unteren Schichten von Kher sind bisher keine Fossilien bekannt geworden. Die Zuweisung in das Ordoviz und ältere Silur beruht auf lithologischen Vergleichen und ihrer Position im Liegenden der fossilführenden Horizonte.

Die Oberen Schichten von Kher enthalten auch die bei Stiwoll in gelblichen Sandsteinen gefundene Brachiopoden-, Korallen- und Trilo-

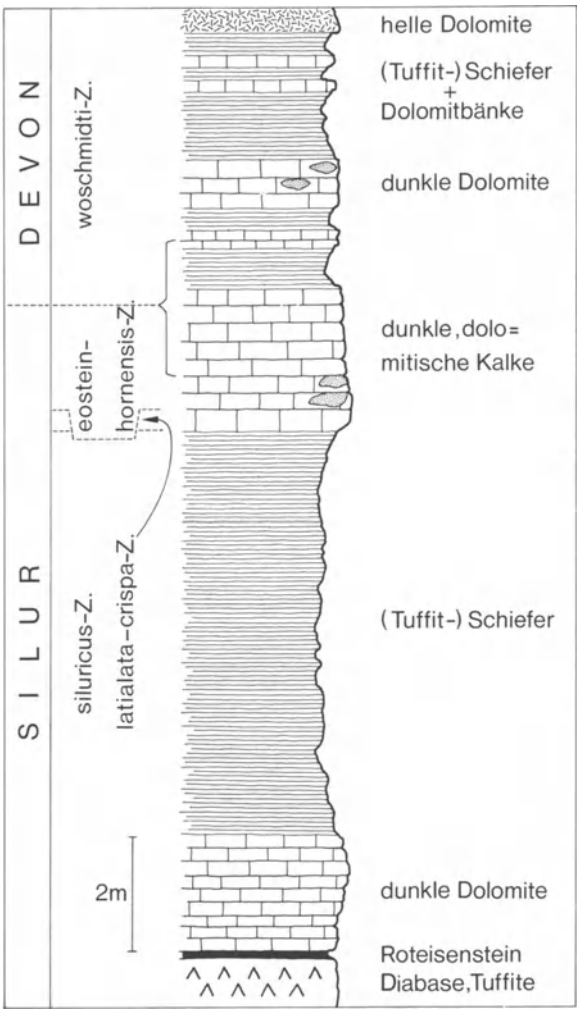


Abb. 109. Das Obersilur-Unterdevonprofil bei Eggenfeld (nach F. EBNER, 1976b, umgezeichnet)

bitenfauna. Nach der Revision des Fossilmaterials hat diese Fauna – entgegen der früheren Einstufung in das Caradoc – ein Lochkov-Alter.

Noch ältere Karbonate treten bei Eggenfeld nordwestlich Graz im Hangenden von Diabasen auf (F. EBNER, 1976b). Es sind Dolomite mit tuffitischen Einschaltungen, für die nach Conodonten Ober-Ludlow, Přidoli und älteres Lochkov (*siluricus-* bis *woschmidti*-Zone) gesichert sind (vgl. Abb. 109).

Über den Schichten von Kher folgen 50–100 m mächtige Plattenkalke und Kalkschiefer. In der Umgebung von Graz sind die oberen Partien reich an Crinoiden (= *Crinoidenkalke*) und Korallen. Genaue Altersangaben innerhalb des Unterdevons sind daraus jedoch bisher nicht abzuleiten.

Die hangende, 500–1000 m mächtige Dolomitsandsteinfolge beginnt mit Sandsteinen und Dolomitsandsteinen mit Tufflagen. Es folgen helle und graublaue Dolomite, die vermutlich an der Basis des Mitteldevons in schwarze Amphiporendolomite (mit *Amphipora ramosa desquamata* LECOMPTE) übergehen. Nach A. FENNINGER & H. L. HOLZER (1978) zeigt dieses Schichtglied Merkmale Sabkha-ähnlicher Ablagerungen im Gezeitenbereich. Das Schwermineralspektrum in den Sandsteinen deutet auf ein Liefergebiet, in dem Metamorphite gegenüber Magmatiten zurücktraten.

Die *Dolomitsandsteinfolge* wird von den 150–450 m mächtigen, fossilreichen (Korallen, Stromatoporen, Brachiopoden) *Barrandeikalken* überlagert. Stellenweise wechsellagern sie mit roten Mergeln und Schieferlagen. Die häufigste Brachiopodenart ist *Zdimir* cf. *hercynicus* HALFAR, namengebend für dieses Schichtglied ist *Heliolithes barrandei* PENECKE. Nach der Faunengemeinschaft und dem Mikrofaziestyp sind die Barrandeikalke als Bildungen des Sublitorals aufzufassen.

Das Hangende bilden die etwa 100 m mächtigen fossilarmen *Kanzelkalke*. Die wenigen Korallen stufen sie in das Givet ein. Die obersten Partien sind gelbe und graue, geflammte Flaserkalke bis Kalkschiefer, die ohne lithologische Änderung in die oberdevonischen *Steinbergkalke* übergehen.

Die Steinbergkalke werden bis 150 m mächtig. Neben Goniatiten und Clymenien sind darin vor allem Conodonten wichtig, da sie den Nachweis aller Zonen des Oberdevons ermöglichen. Meist enden die Profile aber im Oberdevon III.

Über verschieden alten Kalken des Mittel- und Oberdevons folgen diskonform die unterkarbonischen *Sanzenkogelschichten* mit Mächtigkeiten von wenigen Metern bis 25 Meter. Nach L. NÖSSING (1975) und F. EBNER (1976a) hält die Flaserkalkentwicklung während des gesamten Unterkarbons an. In den Sanzenkogelschichten sind im Tournai ein Schiefer-Lydit-Phosphorit-Horizont und im Visé mehrere geringmächtige Lyditlagen eingeschaltet.

Die Sanzenkogelschichten werden von den Kalken und Schiefern der *Dultschichten* überlagert. Nach F. EBNER (1976a) gehören die Kalke ins Namur B bzw. jüngste Namur bis älteres Westfal. Diese Folge ist durch Trockenlegungs- und Erosionshorizonte charakterisiert. Eine Erosionsfläche liegt zwischen den Sanzenkogelschichten und den Basiskalken der Dultschichten, eine weitere über den Kalken des älteren Namur. Beide Erosionsflächen greifen lokal in die oberen Sanzenkogelschichten ein, in einem Fall sogar bis in die Steinbergkalke.

In den schwarzen bis grauen Schiefern der Dult kommt es zum seltenen Auftreten von Ca-

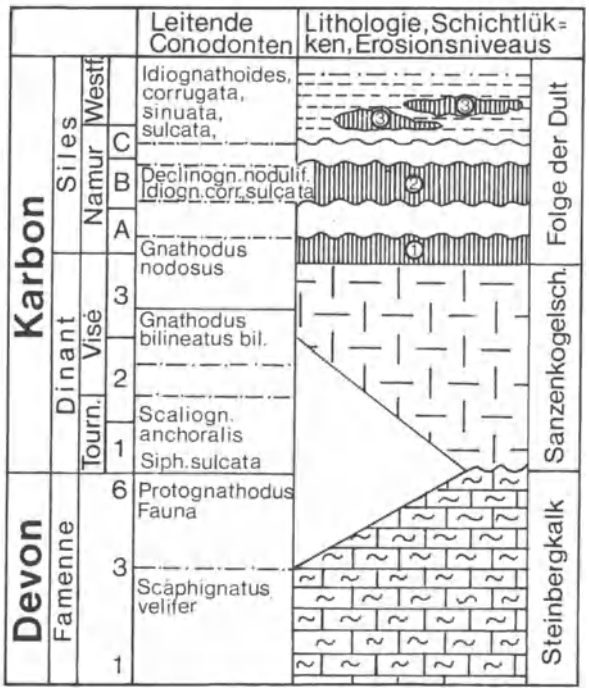


Abb. 110. Oberdevon und Karbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums (nach F. EBNER, 1976a, ergänzt)

lamitenresten. Genauere Altersangaben sind daraus jedoch nicht abzuleiten.

3.9.14.2.2. Die Hochlantschfazies

Nach H. W. FLÜGEL (1972) schließt die Hochlantschfazies im Norden an die Rannachfazies an. Beide Entwicklungen sind durch laterale Übergänge miteinander verbunden (z. B. Dolomitsandsteinfolge und Kalkschiefer der Hochlantschfazies bei Stübing). Demgegenüber vertrat A. TOLLMANN (1977b) auf Grund der Deckenabfolge die Auffassung, daß die Schöckelfazies ursprünglich an die Rannachfazies angeschlossen hätte.

Die Unterlage der vorwiegend kalkigen Devonentwicklung bilden nach H. W. FLÜGEL (1972, 1975) die *Passailer Phyllite.* Sie werden als Äquivalente der Schichten von Kher aufgefaßt und sind wie diese stark vulkanogen beeinflußt. Darüber hinaus kommt es zu Einschaltungen von Schwarzschiefern (Haufenreith und Umgebung), geringmächtigen Marmoren und Quarziten (*Hundsbergquarzit* südlich Passail). Das Fehlen von Fossilien dürfte auf die epizonale Metamorphose dieses Komplexes zurückzuführen sein.

Über den Passailer Phylliten folgen Kalkschiefer, Plattenkalke, Dolomite, Sandsteine und Diabastuffe. Sie werden zur *Kalkschiefergruppe* zusammengefaßt und erreichen Mächtigkeiten von mehr als 1000 m. Nach Korallen entsprechen sie wenigstens teilweise den Barrandeikalken. Im höheren Teil der Kalkschiefergruppe (auch als *Osserkalke* bezeichnet) sind am Hochlantsch etwa 100 m mächtige, fossilreiche Kalke und Dolomite ausgebildet. Sie werden *Kalke der Hubenhalt* genannt und mit den Barrandeikalken gleichgesetzt. Darüber folgen die 300–400 m mächtigen *Calceolaschichten.* Sie bestehen im unteren Teil aus dunklen fossilleeren Dolomiten, Sandsteinen und Diabasen, die nach oben in blaugraue, tonreiche Kalke mit einer reichen Korallenfauna des Givet übergehen.

Auf das höhere Givet sind die folgenden *Quadrigeminumkalke* beschränkt. Es handelt sich um etwa 300 m mächtige, hellgraue Kalke, die ebenfalls reich an Korallen sind. Örtlich bilden sie kleine Riffkörper.

Die Hochlantschfazies endet nach oben mit den *Hochlantschkalken.* Es sind über 300 m mächtige, massige bis undeutlich gebankte Kalke, aus denen nur wenige Korallen bekannt sind. Aus diesem Grunde ist unklar, ob die obersten Partien vielleicht bis ins Oberdevon reichen. Jüngere Schichten sind in der Hochlantschfazies nicht bekannt.

3.9.14.2.3. Die Tonschieferfazies

Nach H. W. FLÜGEL (1972) ist diese Entwicklung am Nordostrand des Grazer Paläozoikums (Weizer Bergland und Umgebung von Heilbrunn), im Schöckelgebiet sowie bei Peggau beiderseits des Murtales verbreitet. Zuunterst liegen etwa 500 m mächtige dunkle Schiefer, die lokal einen phyllitischen Habitus aufweisen und als *Heilbrunner Phyllite* bezeichnet werden. In die Schiefer sind Grünschiefer, Diabase, Spilite sowie Schwarzschiefer und dunkle Kalkschiefer eingeschaltet. Danach könnte es sich um zeitliche Äquivalente der Schichten von Kher bzw. der Passailer Phyllite handeln (vgl. E. FLÜGEL, 1957; H. W. FLÜGEL, 1972, 1975).

Die basale Schieferfolge geht nach oben allmählich in die etwa 600–800 m mächtige *Hochschlag-Folge* über. Sie besteht aus dunklen Plattenkalken und Kalkschiefern, in die Grünschiefer (Diabasabkömmlinge) und Tonschiefer eingeschaltet sind. Die Kalke lieferten bisher nur wenige Korallen des älteren Mitteldevons.

Nach H. W. FLÜGEL (1961, 1972, 1975) sind in dieser Fazies die fossilleeren *Schöckelkalke* vermutlich das primär Hangende der Hochschlag-Folge. Die grauen grobkristallinen Bänderkalke sind nördlich von Köflach, bei Peggau, am Schöckel und im Weizer Bergland weit verbreitet. Als Alter wird allgemein Mitteldevon vermutet.

Aus deckentektonischen Überlegungen gliederte A. TOLLMANN (1977b) die Schöckelkalke

aus der Tonschieferfazies aus; sie bilden demnach zusammen mit den primär unterlagernden *Striatoporenkalken* und den Passailer Phylliten die neu eingeführte Schöckelfazies. Nach diesem Schema könnte der Beginn der Hochlantschentwicklung durch die Folge von Laufnitzdorf repräsentiert werden und nicht durch die Passailer Phyllite.

Die Folge von Laufnitzdorf (dunkle Tonschiefer und Kalke des Ludlow), die *Dornerkogel-Schichten* (einige 100 m mächtige Sandsteine, Grauwacken und Schiefer) und die Magnesite der Breitenau (Karbon?) mit den damit verknüpften Kieselschiefern wurden im Raum Frohnleiten – Breitenau zur Dornerkogel-Gruppe vereinigt. Ihr stratigraphischer Gesamtumfang und ihre Beziehung zu den oben genannten Entwicklungen sind noch weitgehend ungeklärt.

3.9.14.2.4. Tektonik

Wie erwähnt, liegt das Grazer Paläozoikum als fernverfrachtete Schubmasse seinem Untergrund tektonisch auf (H. W. FLÜGEL & V. MAURIN, 1957; H. W. FLÜGEL, 1960, 1975; A. TOLLMANN, 1963; L. P. BECKER, 1975 u. a.). Dabei liegen zwischen den verschiedenen Kristallinvorkommen (Stub- und Gleinalpe, Radegund, Anger) und dem Grazer Paläozoikum in den Kontaktflächen örtlich relikthafte Sedimentabfolgen der Raasbergfolge (siehe S. 407) oder ihrer Äquivalente. Der Internbau des Paläozoikums zeigt einen intensiven Schuppen- und Deckenbau (E. CLAR, 1935; H. BOIGK, 1951; H. W. FLÜGEL, 1958, 1975). Danach wird im Norden und Nordosten eine Schuppenzone in der Fazies der Grauwackenzone (= Dornerkogel-Gruppe) unterschieden, an die nach Süden die höheren Einheiten in Form von Faziesdecken anschließen. Es sind dies zwei liegende Faltendecken, nämlich die Hochlantschdecke als tiefere Einheit und die höhere Schöckeldecke. Der zwischen den liegenden Falten befindliche Antiklinalkern wird von den „Unteren Schiefern" (= Passailer Phyllite) eingenommen. Dazu kommen noch weitere Schieferzüge, nämlich die Heilbrunner Phyllite, die die Kalkschiefer der tieferen Faltendecke unterlagern, und die „Oberen Schiefer" am Rücken der Schöckeldecke. Über den beiden liegenden Falten und der nördlichen Schuppenzone liegt als oberste Einheit die normal gelagerte, häufig aber zerscherte Rannachdecke (siehe Abb. 111). Dieses Baubild wird diskordant und transgressiv im Südwesten von der Gosau von Kainach überlagert. Das Alter der Haupttektonik im Grazer Paläozoikum ist demnach vorgosauisch. In nachgosauischer Zeit sind nach H. W. FLÜGEL (1952) meridional streichende Strukturen entstanden, wie der Muldenbau des Plabutsch-Buchkogel-Zuges, die Synklinale des Parmasegg Kogels oder das „Heilbrunner Streichen" (E. CLAR, 1935). Bedeutende Brüche sind die Leberstörung am Ostrand der Rannachdecke gegen das Schöckelmassiv sowie SW-NE und NW-SE gerichtete Störungen im Tyrnaubachtal und Stübmingtal.

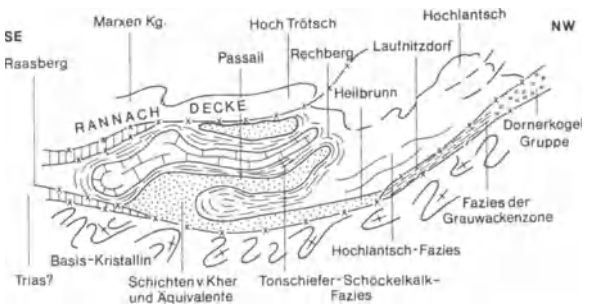


Abb. 111. Der Bau des Grazer Paläozoikums nach der Vorstellung von H. W. FLÜGEL (1958)

Literatur: BECKER L. P. 1975; BOIGK H. 1951; CLAR E. 1935; EBNER F. 1976a, b, 1978; FENNINGER A. & HOLZER H. L. 1978; FLÜGEL E. 1957; FLÜGEL H. W. 1958, 1960, 1961, 1963, 1972b, 1975a, b; FLÜGEL, H. W. & MAURIN V. 1957; HERITSCH F. 1915–1917; HOERNES R. 1880; KOLLMANN K. 1965; NÖSSING L. 1975; PENECKE K. A. 1894; SCHWINNER R. 1925; STACHE G. 1884; SUESS E. 1868; TOLLMANN A. 1959, 1963a, 1977a, b; UNGER F. 1843.

3.9.14.3. Die Gosau von Kainach

Von RUDOLF OBERHAUSER

Mit der Aufbereitung des lokalen Untergrundes zu Brekzien, und nachfolgender Ablagerung von gerolltem Material aus dem weiteren Umland in Konglomeraten, transgrediert vermutlich zur Zeit des Obersanton-Untercampan die westlich von Graz weitflächig erhaltene Gosau von Kainach ausschließlich auf mehr oder minder metamorphes, vorpermisches Grazer Paläozoikum. In den Transgressionsbildungen, welche am Nord-, Ost- und Westrand des Hauptbeckens aufgeschlossen sind und auch in der ÖMV-Bohrung Afling U 1 dem Paläozoikum aufliegen (und zwar 116 m mächtig in 718 m Tiefe), sind Rotfärbungen verbreitet. Sie können durch Einschwemmung von Roterden erklärt werden, was für die Zeit des Coniac-Santon in der Nähe Festland vermuten läßt.

Das völlige Fehlen von Perm und älterem Mesozoikum im Liegenden der Transgressionsbildungen (welche allerdings solche Gerölle bein-

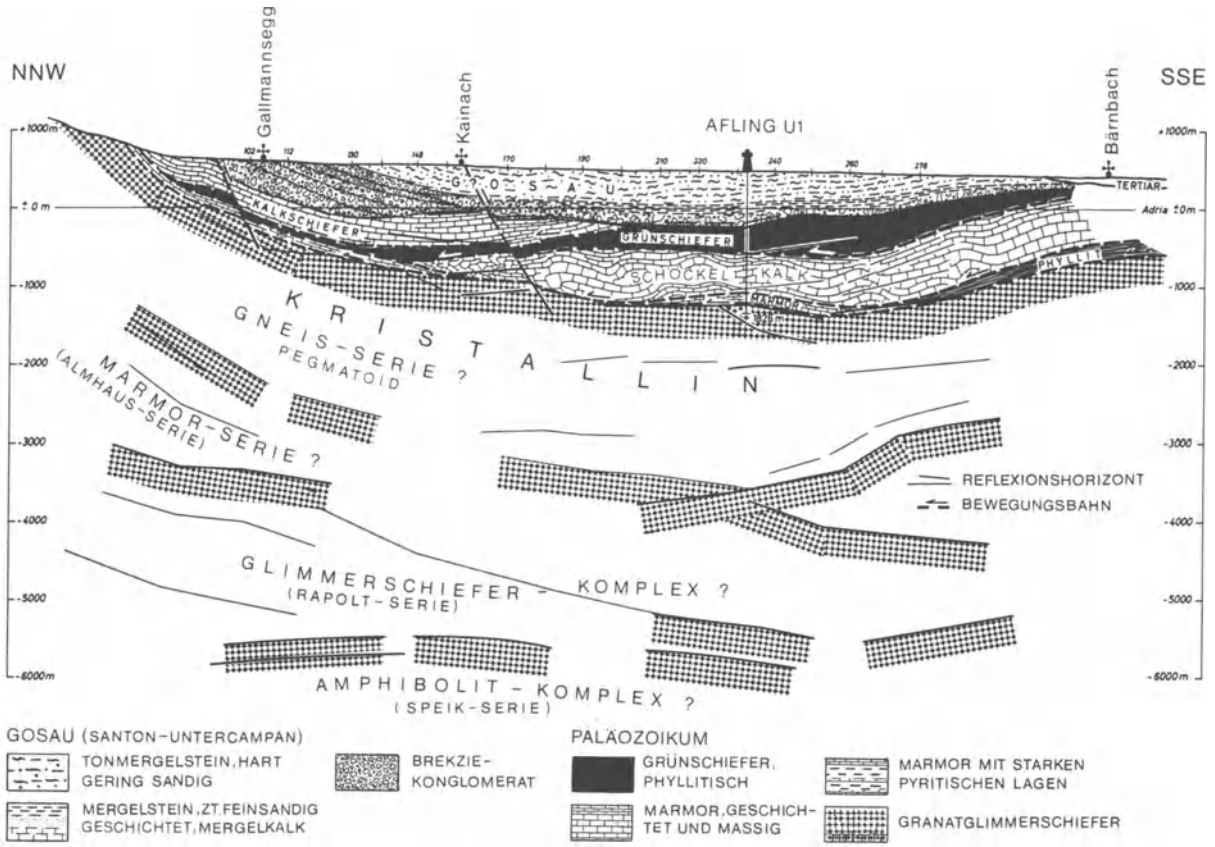


Abb. 112. Schnitt durch die Gosau von Kainach und ihren paläozoischen Untergrund aufgrund der Resultate der Bohrung Afling U 1 nach A. KRÖLL & R. HELLER (1978)

halten) braucht nicht ausschließlich durch Erosion erklärt zu werden, da auch ein gravitativ verursachtes Abgleiten möglich gewesen wäre. Daß in den *Transgressionsbildungen* Gerölle von Gleinalmkristallin etc. fehlen, verwundert heute nicht mehr, da die Geochronologie im Gleinalmstock vor 80 Mio. J. erst ein Absinken der Temperaturen unter 300° C nachweist, was zwar Erosion seiner Bedeckung, aber durchaus nicht schon Freilegung bedeutet; es braucht umso weniger zu verwundern, wenn man das Paläozoikum der Unterlage als altalpidisch herangebrachte Decke auffaßt.

Unter den Geröllen fanden sich u. a. conodontenführende paläozoische und triassische Kalke, Hauptdolomit, Hierlatzkalk, aber auch Fusulinenkalke des Perms, was eine Anlieferung aus dem dinarischen Raum oder aus Ungarn verlangt.

Im Verband der randlich aufgeschlossenen Basisbildungen finden sich wiederholt Kohleflözchen und bis 100 m mächtige *Bitumenmergel* mit Molluskenresten, welche in der genannten Bohrung 202 m mächtig der Basisbrekzie aufliegen. Vorkommen von beiden gibt es u. a. im Norden in der Nähe von Geisthal.

Mit einer nachfolgenden raschen Absenkung beginnt eine zunehmend feinklastisch werdende, turbiditische Sedimentation, welche vermutlich in sehr kurzer Zeit Mächtigkeiten um 1000 m geliefert haben dürfte und die, nach den Sohlmarken zu schließen, aus Osten und Nordosten erfolgte. Trotz Verfeinerung der Korngrößen und vor allem einer Reduzierung der konglomeratischen Lagen verändert sich die Geröllzusammensetzung dabei nicht, und das Schwermineralspektrum verbleibt mit Zirkon-Turmalin-Apatit konstant.

Der Fossilinhalt ist im Hauptvorkommen der Gosau von Kainach sehr dürftig; es fällt ein fast völliges Fehlen von Foraminiferen und Ostrakoden auf. Es fehlen das sandschalige Benthos der tiefen Flyschmeere, das kalkige Benthos des Flachwassers, Mikrofossilien, welche Aussüßung beweisen, und auch Foraminiferen-Umlagerungen aus erodierten älteren Kreideschichten. In der genannten Bohrung fanden sich in obersten Anteilen wenige schlecht erhaltene Globotrun-

canen (A. KRÖLL et al., 1978): wahrscheinlich wurde ein bescheidenes Plankton-Angebot noch zusätzlich durch Kalklösung dezimiert. Im allgemeinen erfolgte hier die Sedimenteinbringung so rasch, daß sich zudem auch kein Benthos halten konnte; des weiteren lagen in den Bereitstellungsräumen kaum ausschlämmbare Mikrofossilien für eine Umlagerung bereit. Unter den wiederholt gemeldeten (vermutlich eingeschwemmten) Großfossilien hat der Ammonit *Placenticeras bidorsatum milleri* (HAUER) am Hemmerberg bei Bärnbach mit einem Massenvorkommen seine Typuslokalität und belegt Campan-Alter. In der Bohrung wurde diese den Bitumenmergeln aufliegende *flyschoide Folge* nur 397 m mächtig angetroffen.

Im Südosten transgrediert die limnische Kohlenserie des Karpats von Köflach – Voitsberg über die Kreide, welche nochmals bei St. Bartholomä hochkommt und dabei über der *Hauptbeckenfolge* graue und gelbliche *Zementmergel* vorzeigt. Reiche Mikrofaunen mit *Globotruncana elevata* (BROTZEN) weisen die etwa 250 m mächtigen Verbände mit Einschaltungen von Hippuriten-Trümmerkalken ins höhere Campan (Unteres Obercampan?) und gestatten seine Parallelisierung mit der Gosau Kärntens. Als Schwermineral dominiert hier Granat, was entweder eine Änderung der Anlieferungsrichtung oder Veränderungen im Liefergebiet bedeuten könnte.

Während am Nordrand des Gosauvorkommens allgemein eine Steilstellung der Schichten auffällt, die durch Relativbewegungen zwischen einem (relativ zum absinkenden Becken) aufsteigenden nördlichen Hinterland erklärt wird, zeigen Ost- und Westrand mehrfach Verschuppungen der Kreide mit dem Paläozoikum. Dies harmonisiert mit einer besonders im Osten des Bekkens deutlich N-S streichenden Faltung, welche nach Westen eher abklingt – auch ein Untergrundrelief scheint sich dabei deutlich durchzupausen.

Für das *Gamskonglomerat* nordwestlich von Frohnleiten an der Mur und östlich von Mixnitz wird ebenfalls eine Zugehörigkeit zur Gosau vermutet, zumal es in den tektonischen Bau des Grazer Paläozoikums einbezogen wurde und gleichartige Gerölle wie die Basisbildungen der Kainacher Gosau zeigt.

Literatur: BRINKMANN R. 1935a, b; FLÜGEL H. W. 1975a; KRÖLL A. & HELLER R. 1978; OBERHAUSER R. 1963, 1968, 1973b; SCHMIDT W. 1909; WOLETZ G. 1967.

3.9.14.4. Remschnigg und Sausal

Als Remschnigg wird der nördliche Teil des Poßruckmassivs bezeichnet, der etwa zur Hälfte auf österreichischem Gebiet liegt und als stark kultivierter, bis 758 m aufragender Kamm im Gegensatz zum tieferen Tertiärhügelland im Norden steht.

Über einem Basiskristallin, dessen Aufbau von A. WINKLER-HERMADEN (1933, 1938) und F. ANGEL (1933) beschrieben wurde, sind hier altpaläozoische Gesteine in einem etwa 12 km langen Ost-West-Streifen verbreitet. Um den Altenbachgraben finden sich – in mehrere Schuppen aufgelöst – als Tiefstes phyllitische Schiefer mit graphitischen Zwischenschaltungen, Fleckengrünschiefer, Diabase und zuoberst mehrere bis 12 m mächtige Crinoiden- und Korallenkalke. Daraus gelangen F. EBNER (1975) und W. BUGGISCH et al. (1975) Conodontenfunde, die einmal den Grenzbereich Llandovery/Wenlock, zum anderen Obersilur belegen. Damit konnte zugleich auch das Ende des basischen Vulkanismus für dieses Gebiet im Untersilur bewiesen werden.

In einer höheren Position folgen im Verbande mit Schiefern rötliche, mitunter tentakulitenführende Flaserkalke und Kalkschiefer; die wenigen bisher vorliegenden Conodonten sprechen für ein höheres Prag- oder Zlichov-Alter.

Im benachbarten Neuberggraben treten in isolierten Vorkommen weitere Crinoiden- und Korallenkalke sowie graue und bräunliche Schiefer auf. Nach vereinzelten Conodontenfunden gehört ein Teil dieser Folge in das ältere Oberdevon.

Die paläozoische Schichtfolge im Sausal westlich Leibnitz, der bis 670 m aus der Ebene aufsteigt, besteht aus einer Basisfolge mit Grünschiefern, Phylliten und Serizitschiefern (nach J. HANSELMAYER, 1961, handelt es sich um ehemalige Quarzporphyre und deren Tuffe), die von Schiefern mit Einschaltungen von Kalken überlagert wird (= Gleinstättenberg-Folge). Während die Liegendschiefer eine intensive, mehrphasige Deformation zeigen, sind die hangenden Kalke nur stark verfaltet und rekristallisiert. Als bisher einziges Vorkommen lieferten die meist dunklen, plattigen bis grob gebankten Kalke des Burgstallkogels Conodonten. Sie entsprechen dem Zlichov Böhmens, d. h. dem höheren Unterems (W. BUGGISCH et al., 1975).

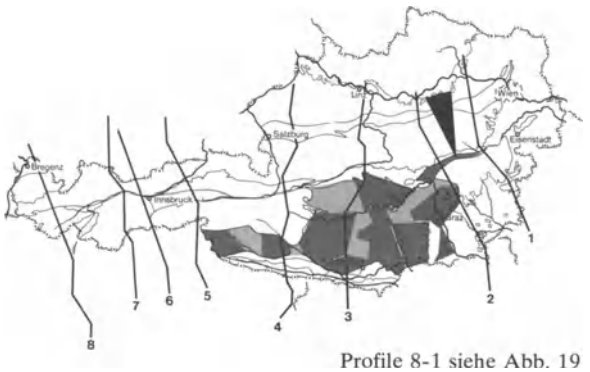
Nach der Revision der älteren Gliederung von F. HERITSCH (1933), die auf Korallenfunden basierte, zeigt sich zusammenfassend, daß das Altpaläozoikum des Remschnigg nur in seinem tieferen Anteil Beziehungen zum Grazer Paläozoikum aufweist. Viel deutlicher sind die Anklänge an den Mittelkärntner Raum, wo der basische Vulkanismus ebenfalls im jüngeren Ordoviz dominierte und in der Folge von feinklastischen Sedimenten abgelöst wurde, wobei temporär

Karbonatabsatz auf Crinoiden- und Korallenkalkschwellen stattfand (vgl. E. STREHL, 1962; E. CLAR et al., 1963; H. P. SCHÖNLAUB, 1971a).

Literatur: BUGGISCH W. et al. 1975; CLAR E. et al. 1963; EBNER F. 1975; HERITSCH F. 1933; SCHÖNLAUB H. P. 1971a; STREHL E. 1962.

3.9.15. Der Troiseck-Floning-Zug

Von JULIAN PISTOTNIK



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Der dem Mürztal zwischen Mürzzuschlag und Kapfenberg im Nordwesten parallel verlaufende, stark bewaldete Höhenzug [Hocheck – Troiseck (1468 m) – Floning (1684 m) – Kletschach-Kogel] wird von kristallinen Gesteinen aufgebaut, die dem unterostalpinen Kristallin und (Semmering-)Mesozoikum des Mürztales tektonisch auflagern. An seiner Nordwestflanke wird das Kristallin des Troiseck-Floning-Zuges von einem zugehörigen, permotriadischen Sedimentstreifen (Thörler Zug) begleitet, der seinerseits unter die Veitscher Decke der Grauwackenzone abtaucht. Im Südwesten wird dieser mittelostalpine Gesteinskomplex durch die E-W streichende Bruchstörung der Trofaiachlinie abgeschnitten und von seiner Fortsetzung im Mugel-Rennfeld-Zug (siehe Kap. 3.9.13.) getrennt. Im Nordosten keilt er bei Kapellen tektonisch zwischen dem Unterostalpin des Semmeringsystems und der oberostalpinen Grauwackenzone fast gänzlich aus und setzt sich in dieser Fuge als nur geringmächtige Lamelle mit einzelnen Gliedern der Permotrias (hier im West-Ost-Verlauf Tattermannschuppe genannt, A. TOLLMANN, 1964) bis an den Rand des Wiener Beckens bei Gloggnitz fort.

Das voralpidisch mesozonal geprägte Kristallin des Troiseck-Floning-Zuges setzt sich hauptsächlich aus biotitreichen Paragneisen bis Glimmerschiefern zusammen, in denen reichlich Amphibolitlinsen und -lagen meist geringer Mächtigkeit eingeschaltet sind. Für einige dieser Amphibolite ist die Herkunft aus basischen Magmatiten (Gabbros) auf Grund der basischen Feldspate und von Strukturrelikten anzunehmen (L. HAUSER, 1934; H. P. CORNELIUS, 1952). Ausgeprägt ist die pegmatitische Durchtränkung des Kristallinkomplexes, die älter als die postvariszische Sedimentauflage angenommen wird, da sie nicht in diese reicht (H. P. CORNELIUS, 1952). Orthogneiskörper geringer Ausdehnung, die als aplitische Einlagerungen gedeutet werden (E. SPENGLER & J. STINY, 1926), sind ohne Regelmäßigkeit der Anordnung überwiegend im südöstlichen, eher liegenden Anteil des Zuges vorhanden.

Diaphthoreseerscheinungen haben innerhalb des Kristallins an einer Vielzahl von internen Bewegungsflächen weite Verbreitung. Besonders deutlich ausgeprägt sind sie aber an den tektonischen Grenzzonen gegen das überfahrene Unterostalpin und die überschobene Grauwackenzone, wodurch sie als alpidische Überprägung kenntlich werden.

Der Thörler Zug, der das Kristallin hangend an seiner Nordwestseite begleitet, stellt die permotriadische Hüllserie des Troiseck-Floning-Zuges dar. Frühere Zuordnung als Paläozoikum zur (hangend folgenden) Grauwackenzone sind überholt, seit neben dem Serienbestand auch Fossilfunde (anisische Crinoiden) die Zugehörigkeit zum zentralalpinen (mittelostalpinen) Mesozoikum bestätigen (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1967). Die (meist tektonisch reduzierte und verschuppte) epizonal metamorphe Abfolge umfaßt im Permoskyth Serizitschiefer, Quarzite und Metakonglomerate mit Porphyroiden (Alpiner Verrucano), Semmeringquarzit und die Wechselfolge des Alpinen Röt (dominierend serizitische Schiefer mit Quarzit- und Karbonatlagen). Im Anis folgen Rauhwacken, Bänderkalke mit Dolomitschlieren und Hornsteinkalklagen sowie mit den bereits erwähnten Crinoiden, darüber dunkle Anisdolomite und (vermutlich schon zum Ladin gehöriger) heller (Wetter-

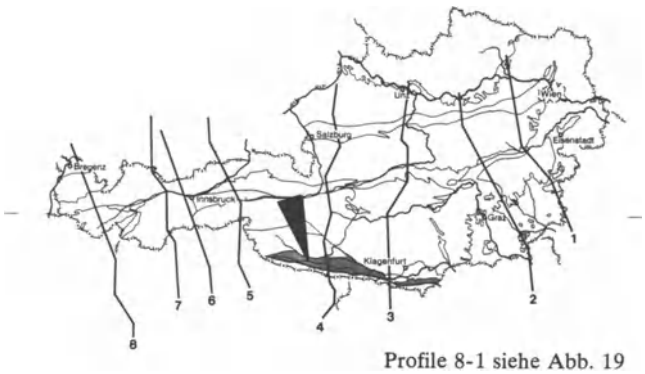
stein-)Dolomit. Als mögliche Erweiterung dieser Schichtenfolge um ein Glied der Obertrias wird von A. TOLLMANN (1977b) ein nordöstlich Thörl in Nachbarschaft der Mitteltrias auftretender Gips (eine der Keuperfazies der Semmeringtrias analoge Bildung?) gewertet.

Literatur: CORNELIUS H. P. 1936, 1952a, b; GAAL G. 1966; HAUSER L. 1934; KRISTAN-TOLLMANN E. & TOLLMANN A. 1967; LESKO I. 1960; METZ K. 1947; SCHMIDT W. 1921; SPENGLER E. 1921; SPENGLER E. & STINY J. 1926; TOLLMANN A. 1959, 1962, 1964a, 1965b, 1977b; VETTERS H. 1911.

3.10. Der Drauzug (Gailtaler Alpen – Nordkarawanken)

Von Franz Karl Bauer und Hans Peter Schönlaub

Mit den Abbildungen 113 bis 118



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.10.1. Die voralpidische Unterlage in den Gailtaler Alpen und Nordkarawanken

Von Hans Peter Schönlaub

3.10.1.1. Das Eisenkappeler Altkristallin und die Karawankenplutone

Als *„Eisenkappeler Altkristallin"* (Ch. Exner, 1972) wird in den Ostkarawanken ein Komplex polymetamorpher Gesteine bezeichnet, der zwischen dem „Tonalitgneis von Eisenkappel" im Süden und dem „Karawanken-Granit" im Norden liegt. Es bildet südöstlich von Eisenkappel einen 8,2 km langen und maximal 850 m breiten Streifen, der vom Fluß Vellach über den Remscheniggraben bis zum Uschowa-Sattel reicht. Die östliche Fortsetzung liegt in Slowenien.

Der E-W bis WNW-ESE streichende Gesteinskörper besteht hauptsächlich aus kleinkörnigen Paragneisen mit Korngrößen unter 1 mm, in die sich quarzitische und graphitquarzitische Lagen einschalten. Seltener sind Amphibolite und Orthogneise (Mikroklingneise). Die Gesteine haben einen phyllitischen Habitus, der durch die intensive postkristalline Deformation des mesometamorphen Mineralbestandes bei Neubildung von Hellglimmer, Chlorit und Epidot (häufig ebenfalls postkristallin deformiert) hervorgerufen wird.

Der *„Karawanken-Granit"* (Granitzug von Eisenkappel) bildet die nördliche der beiden Tiefengesteinslamellen in den Ostkarawanken. Von seiner Gesamtlänge über 46 km entfallen 8,4 km auf die Umgebung von Eisenkappel. Hier wird er maximal 900 m breit. Der Granit ist – entgegen der früher geäußerten Meinung eines Batholithen – als tektonische Lamelle aufzufassen, die nordvergent in den alpinen Bau der Karawanken eingeschlichtet ist und durch randliche Mylonitzonen begrenzt wird. Während der Granit am Nordrand auf das Eisenkappeler Paläozoikum aufgeschoben ist bzw. in Jugoslawien lokal tektonisch an die Trias der Nordkarawanken grenzt, sind längs des Südrandes die Paragneise und Phyllonite des Eisenkappeler Altkristallins und das Paläozoikum der Südalpen (z. B. am Schaidasattel) nordvergent auf die Granitlamelle aufgeschoben. Dennoch ist an einigen Stellen der Primärkontakt der Intrusion in das Altkristallin erhalten. Am Westende (Schaidasattel) taucht der Granit tunnelförmig unter die paläozoische Grünschieferserie des Eisenkappeler Paläozoikums ein.

Nach Ch. Exner (1972, 1976) bilden die Gesteine der Granitlamelle eine Differentiationsreihe. Sie umfaßt grobkörnigen Olivin-Gabbro, grob- bis mittelkörnige Diorite, Granodiorit und Grobkorngranit, der zusammen mit Diorit das Hauptgestein der Lamelle ist. Mittelkörnige Granite treten vor allem im Intrusionsdach auf. Hier bilden sie Migmatite mit den Hornfelsen. Zum Ganggefolge gehören grobkörnige Granodioritporphyre, Aplite, Hornblendepegmatite und Kersantit. Mischgesteine treten bevorzugt dort auf, wo Pegmatite diffus den Diorit durchdringen. Sie haben eine dioritische, monzonitische, syenitische und quarzsyenitische Zusammensetzung.

Die unmittelbare Intrusionszone des Karawanken-Granits in das Eisenkappeler Altkristallin besteht aus Schollen- und Bändermigmatiten. Daran schließt nach außen ein aus Hornfelsen

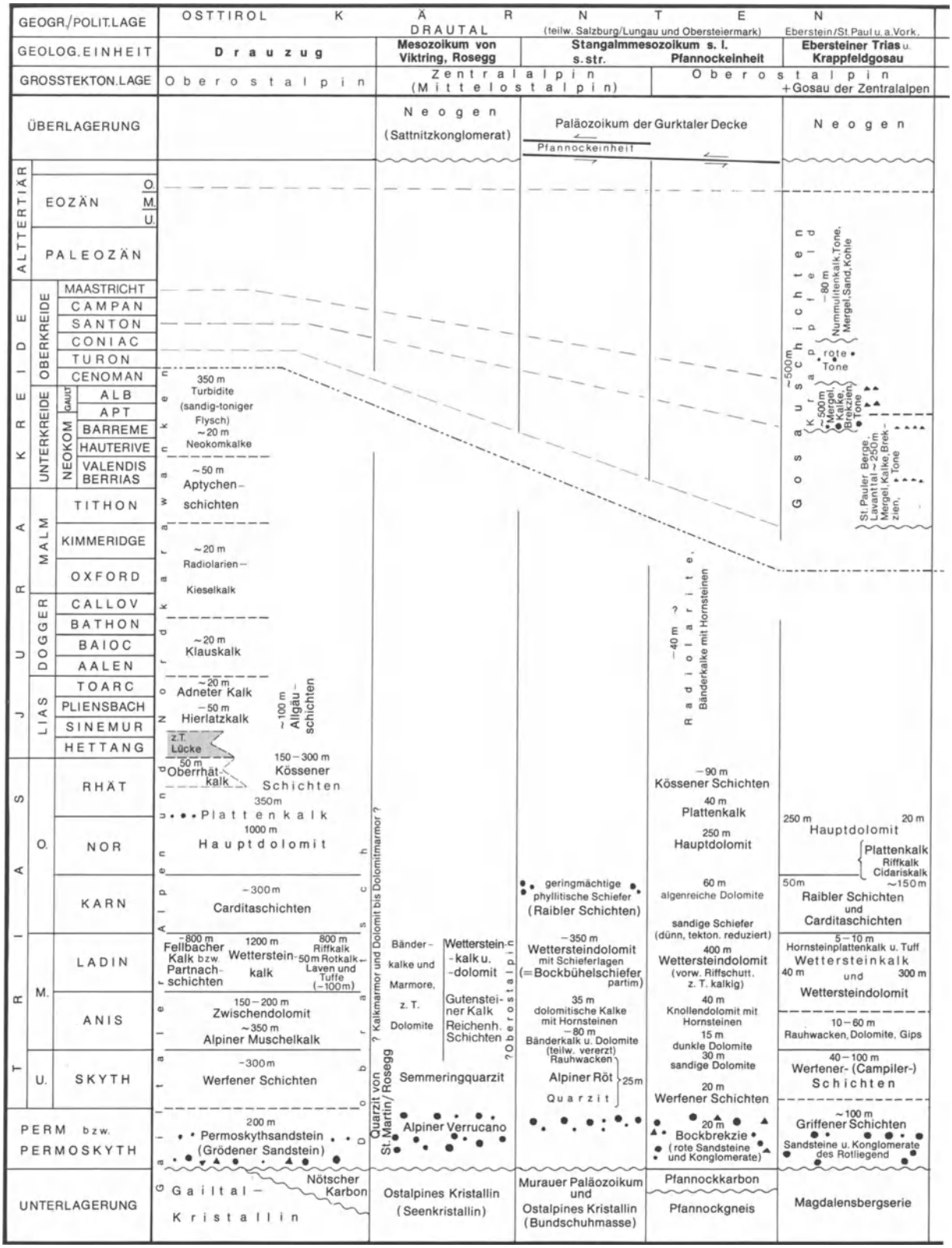
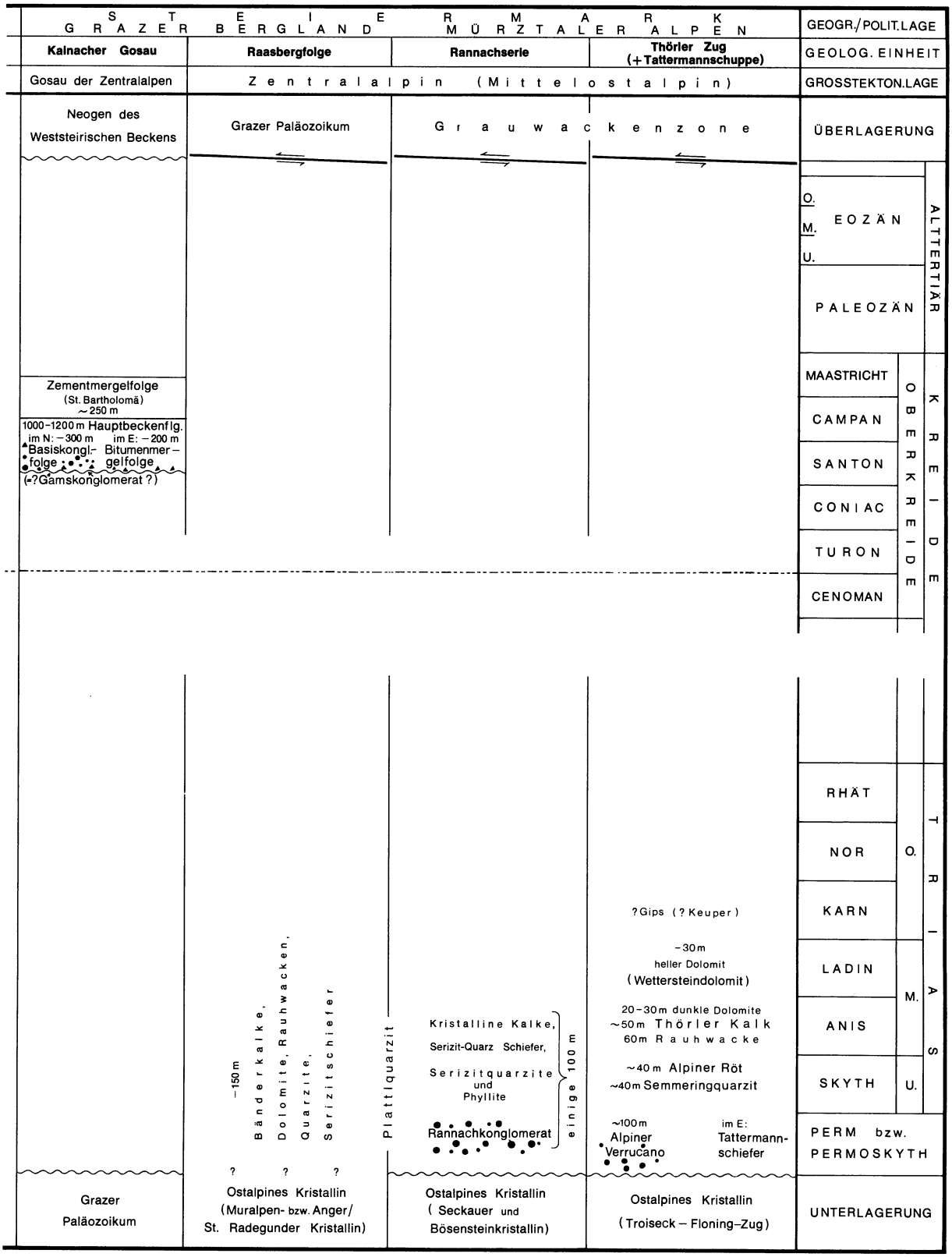


Abb. 113. Permomesozoikum in den zentralen Ostalpen: Zentralalpin (Mittelostalpin), Oberostalpin incl. zentralalpine Gosau mit Eozän, mittlerer und östlicher Teil (von WOLFGANG SCHNABEL)


STEIERMARK
GRAZER BERGLAND
MÜRZTALER ALPEN
GEOGR./POLIT.LAGE
Kalnacher Gosau
Raasbergfolge
Rannachserie
Thörler Zug (+Tattermannschuppe)
GEOLOG. EINHEIT
Gosau der Zentralalpen
Zentralalpin (Mittelostalpin)
GROSSTEKTON.LAGE
Neogen des Weststeirischen Beckens
Grazer Paläozoikum
Grauwackenzone
ÜBERLAGERUNG
O.
M.
U.
EOZÄN
PALEOZÄN
ALTTERTIÄR
Zementmergelfolge
(St. Bartholomä)
~250 m
1000–1200 m Hauptbeckenflg.
im N: –300 m
im E: –200 m
Basiskongl.-folge
Bituminermergelfolge
(=?Gamskonglomerat ?)
MAASTRICHT
CAMPAN
SANTON
CONIAC
TURON
CENOMAN
OBERKREIDE
KREIDE
RHÄT
NOR
KARN
LADIN
ANIS
SKYTH
O.
M.
U.
TRIAS
?Gips (?Keuper)
~30m
heller Dolomit
(Wettersteindolomit)
20–30m dunkle Dolomite
~50m Thörler Kalk
60m Rauhwacke
~40m Alpiner Röt
~40m Semmeringquarzit
~100m
Alpiner Verrucano
im E:
Tattermann-schiefer
PERM bzw. PERMOSKYTH
~150m
Bänderkalke, Dolomite, Rauhwacken, Quarzite, Serizitschiefer
Plattlquarzit
Kristalline Kalke, Serizit-Quarz Schiefer, Serizitquarzite und Phyllite
einige 100 m
Rannachkonglomerat
? ? ?
Grazer Paläozoikum
Ostalpines Kristallin (Muralpen- bzw. Anger/ St. Radegunder Kristallin)
Ostalpines Kristallin (Seckauer und Bösensteinkristallin)
Ostalpines Kristallin (Troiseck – Floning-Zug)
UNTERLAGERUNG

bestehender innerer Kontakthof mit Neubildungen von Cordierit, Andalusit, Biotit und Kalinatronfeldspat an. In Amphibolitabkömmlingen sind ferner Korund und Spinell als Neubildungen zu beobachten. Der äußere Kontakthof setzt sich aus Fleckengneisen zusammen; hier sind Biotit, Cordierit und Andalusit neu kristallisiert.

Die Gesteine der paläozoischen Grünschieferserie wurden im Kontaktbereich des Granits zu Cordierit-Knotenschiefern umgewandelt. Reliktisch erhalten blieb dabei das sedimentäre Gefüge, während Cordierit- und Biotitblasten mit helizitischen Einschlüssen neu gewachsen sind.

Radiometrische Altersdatierungen an Biotit, Hornblende und Titanit in Diorit, Granodioritporphyr und Hornblendepegmatit aus dem Eisenkappeler Granitzug ergaben Abkühlalter zwischen 244 ± 9 und 216 ± 9 Mio. J. Diese Werte sprechen für eine Granitintrusion in spätvariszischer Zeit.

Der *„Tonalitgneis der Karawanken"* bildet den südlichen Tiefengesteinszug der Eisenkappeler Aufbruchszone. Er markiert auf österreichischem Gebiet (Remschenigtal südöstlich Eisenkappel) auf einer Strecke von 6,2 km die Grenze zwischen der Ostalpinen und der Südalpinen Einheit. Der weit größere Teil der Gneislamelle befindet sich auf slowenischem Gebiet. In analoger Position erscheint Tonalitgneis auch nahe dem Westende der Karawanken als kleines, isoliertes Vorkommen bei Finkenstein.

Die postkristallin deformierte Plutonlamelle ist auf weite Strecken auf sein aus Eisenkappeler Altkristallin bestehendes und teilweise zu Hornfelsen umgewandeltes Intrusionsdach längs einer mylonitischen Überschiebungsfläche aufgeschoben. Die Hitzekontakte blieben jedoch im Altkristallin erhalten, allerdings ohne deutlichen Zusammenhang mit dem Hauptkörper des Tonalits. Dabei gleichen die kontaktmetamorphen Veränderungen ganz den Verhältnissen am Kontakt Granit – Kristallin. Die bedeutendste Störungsfläche liegt vermutlich am Südrand des Tonalits, wo eine mehrere Meter breite Mylonit- und Ultramylonitzone zwischen dem Tonalit und dem nichtmetamorphen Paläo- und Mesozoikum ausgebildet ist. Letzteres grenzt nordvergent an den Tonalitgneis bzw. ist auf diesen aufgeschoben.

Der grob- bis mittelkörnige Tonalitgneis der Karawanken hat im wesentlichen den primären magmatischen Mineralbestand beibehalten. Seine Metamorphose erfolgte ohne generelle Rekristallisation der Gemengteile, sieht man von der geringen Plagioklasfüllung und Chloritisierungen nach Hornblende und Biotit ab. Sie kennzeichnet das flächige Parallelgefüge, das nach Ch. Exner (1972) bereits bei der Platznahme des Tonalits entstanden sein könnte. Später erfolgte eine intensive Einengung des Tonalits um eine E-W-Achse; sie bewirkte postkristalline Deformation, Verschieferung (Gneisbildung) und die erwähnte schwache Dynamometamorphose.

Als charakteristische Einlagerungen treten im Tonalit häufig basische Fische auf. Sie bestehen aus Diorit und erreichen Größen von wenigen Zentimetern bis 2 m. Ch. Exner deutet sie als Relikte eines älteren dioritischen Körpers, der durch ein jüngeres tonalitisches Magma weitgehend resorbiert wurde. Einen Hinweis auf ein älteres dioritisches Differentiat stellt auch der in Linsen aufgelöste 5 km lange und 2–60 m mächtige Diorit-Linsenzug im Eisenkappeler Altkristallin dar, der als ehemaliger dioritischer Lagergang aufgefaßt werden kann. Weiters sind hornblendeführende Aplite zu nennen, die den Tonalit diskordant durchschlagen und wie dieser verschiefert sind.

Radiometrische Untersuchungen an Biotiten des Tonalitgneises ergaben Alterswerte von 28 ± 4 und 29 ± 6 Mio. J. Es könnte sich hierbei um eine alpidische Verjüngung handeln, die ihre Ursache in Bewegungen längs des Periadriatischen Lineaments haben könnte.

Dem Versuch, mit Hilfe von stratigraphischen Hinweisen, radiometrischen Alterswerten und dem Verhältnis von Kristallisation zu Deformation eine zeitlich-räumliche Beziehung zwischen den paläozoischen Ablagerungen, dem Kristallin und den Magmatiten aufzuzeigen, d. h. die Baugeschichte der Ostkarawanken zu rekonstruieren, steht als großes Problem die enorme Einengung des Kristallins um eine E-W-Achse und die alpidische Lamellentektonik gegenüber, die alle Einheiten betrifft. Die heutigen geologischen Grenzen spiegeln also in keiner Weise die primären Größenverhältnisse der erwähnten Einheiten wider.

In zeitlicher Ordnung lassen sich in den Ostkarawanken im Norden der alpin-dinarischen Grenze folgende Ereignisse unterscheiden:

1. Proterozoikum bis frühes Altpaläozoikum: Bildung des Edukts des Altkristallins.
2. Vor-Oberordoviz: Eine Regionalmetamorphose prägt ein Altkristallin unter den Bedingungen der Amphibolitfazies.
3. Altpaläozoikum: Sedimentation und Vulkanismus der Grünschieferserie.
4. Spätvariszische Zeit: Intrusion und Kontaktmetamorphose des Karawanken-Granits im Altkristallin und an der Grenze zur Grünschieferserie.
5. Tertiär (?): Intrusion des Tonalits mit Bildung eines plutonischen Domes unter einem Dach aus Altkristallin sowie Kontaktmetamorphose mit dem Altkristallin.

6. Intensive alpidische Deformation, Phyllonitisierung und örtliche Mylonitisierung vor allem im Altkristallin und im Tonalitgneis. Die Magmatite des Karawanken-Granits sind demgegenüber, abgesehen von schwachen, mechanisch-dynamometamorphen Überprägungen, massig und mit primärem magmatischem Mineralbestand und Gefüge erhalten geblieben.

Das Alter der unter 2. und 3. genannten Ereignisse ist noch umstritten. Sie könnten ebenso dem variszischen Zyklus angehören und im Sinne einer variszischen Stockwerkstektonik erklärt werden. Die Granitintrusion würde dann dieses Geschehen vorläufig abschließen.

3.10.1.2. Das Eisenkappeler Paläozoikum

Das Eisenkappeler Paläozoikum gehört mit dem Karawanken-Granit, Altkristallin und Tonalitgneis zur Eisenkappeler Aufbruchszone der Ostkarawanken. Wie auch das Altkristallin mit den Plutonen, tritt das Paläozoikum morphologisch nur wenig in Erscheinung. Im Norden des Granits, der die Grenzzone zwischen dem Ostalpin und dem Südalpin markiert, liegt der „Diabaszug von Eisenkappel". Südlich des Granits sind in einem lückenhaft aufgeschlossenen Silur-Devon-Profil Tonschiefer, Lydite und Kalke mit Mächtigkeiten um 100 m verbreitet. Ob sie unter der Koschuta-Trias hindurch mit der südlich anschließenden Aufbruchszone von paläozoischen Gesteinen, dem Seeberg-Paläozoikum, direkt in Verbindung stehen, ist ungewiß. Während im Silur und älteren Unterdevon noch Ähnlichkeiten mit den Schichtfolgen des Seeberger Gebietes bestehen, ist im jüngeren Unter- und im Mitteldevon eine davon abweichende pelagische Entwicklung festzustellen. Sie wird durch Tentakulitenkalke, Lydite, Tonschiefer und Schwarzschiefer charakterisiert, in die sich im Givet eine 2–3 m mächtige, grobe Kalkbrekzie mit Komponenten aus dem Riffbereich einschaltet. Darüber folgen 2 m mächtige Tonschiefer und Kalklagen, die bis ins ältere Famenne reichen, sowie Flyschsedimente, die dem unter-oberkarbonen Hochwipfelflysch äquivalent sein dürften.

Der nördliche „Diabaszug von Eisenkappel", auch *Eisenkappeler Grünschieferserie* genannt, ist auf österreichischem Gebiet über eine Strecke von 25 km in einem maximal 3,5 km breiten, annähernd E-W streichenden Streifen verbreitet, der von Zell Pfarre über den Schaidasattel und das Ebriachtal in das Leppental östlich Eisenkappel zieht. Die gleichen Gesteine setzen sich auf slowenischem Gebiet fort.

Der steil stehende, nordvergente Falten- und Schuppenbau ist mit einer 50–70° nach Süden geneigten Grenzfläche auf die transgressive Permotrias der Nordkarawanken aufgeschoben. Im Süden wird die Grünschieferserie vom Karawanken-Granit überschoben, dessen Intrusion in die feinschichtigen Sedimente der Grünschieferserie einen Kontakthof von Cordierit-Knotenschiefern mit Porphyroblasten von Cordierit und Biotit erzeugte.

Die anchimetamorphe Grünschieferserie, die im Ebriachtal eine Gesamtmächtigkeit von etwa 650 m hat, umfaßt Sedimente und vulkanogene Gesteine. Letztere werden insgesamt etwa 350 m mächtig. Nach umfangreichen Untersuchungen von J. Loeschke (1970–1977) handelt es sich um Aschentuffe bis -tuffite mit spilitischer Zusammensetzung, feinkörnige hellgrüne chloritführende Tuffite, hämatitreiche Aschen- und Lapillituffe bis -tuffite mit spilitischer oder keratophyrischer Zusammensetzung, massige Spilite und Spilite in Pillowform (ca. 180 m mächtig) sowie Spilit- und Ultrabasit-Lagergänge. Zu den umgebenden Sedimenten gehören Tonschiefer im Liegenden und Hangenden, in die sich konglomeratische Grauwacken, Quarzite, Graphitquarzite, Arkosequarzite und vereinzelt Zentimeter- bis dezimetermächtige Kalkbänke einschalten. Sie bleiben auf tiefere Anteile des Diabaszuges beschränkt.

Für die spilitischen Gesteine der Grünschieferserie wird ein Ausgangsmagma alkali-olivin-basaltischer Zusammensetzung vermutet. Die Mineralparagenese von Albit und Chlorit in den Spiliten geht auf autometamorphe Prozesse und eine sekundäre Regionalmetamorphose niedrig temperierten Grades zurück. Für sie kann aufgrund des Metamorphose-Hiatus zwischen den paläozoischen Gesteinen und der auflagernden Permotrias ein variszisches Alter angenommen werden.

In der Grünschieferserie konnten bisher keine Fossilien gefunden werden, die klare Aussagen über ihr Alter ermöglichen würden. Nach regionalgeologischen Vergleichen mit dem Mittelkärntner Paläozoikum ist zwar in erster Linie ein ordovizisches Alter zu vermuten, doch stehen dieser Ansicht auch Parallelisierungsmöglichkeiten mit den Karnischen Alpen gegenüber, in denen ähnliche Gesteine ein oberkarbones Alter haben.

Nach plattentektonischen Konzepten könnten die Vulkanite Reste eines ehemaligen Inselbogens repräsentieren und als Differentiate entstanden sein. Dieses Stadium soll der variszischen Orogenese vorausgegangen sein. Solche Vorstellungen stoßen aber vor allem aufgrund der ungeklärten Altersfrage noch auf große Schwierigkeiten.

3.10.1.3. Das Gailtalkristallin

Die Gesteine des Gailtalkristallins bilden das vorpermische Grundgebirge, das in einem bis 7 km breiten Streifen den Drauzug im Süden unterlagert. Bei steilem Nordfallen streichen die Gesteine mit wenigen Ausnahmen (z. B. Raum östlich Kötschach oder bei Tröpolach) generell Ost-West. Während das Kristallin im Gailtal auf dessen Nordseite beschränkt bleibt, greift es im Lesachtal auf die Südseite über, wo es vom Altpaläozoikum der Karnischen Alpen steil überschoben wird.

In dieser Grenzzone treten, in gleicher Position wie in den Karawanken, postkristallin deformierte Tonalitgneis- und Quarzdioritgneis-Lamellen auf, so zwischen dem Niedergailgraben und Untertilliach die 18 km lange und 180 m breite „Lesachtal-Masse" und ein kleineres Vorkommen bei Hollbruck südwestlich von Kartitsch (vgl. F. P. Sassi & A. Zanferrari, 1971, 1973; A. Zanferrari, 1976; Ch. Exner, 1976). Daneben können, wie A. Zanferrari (1976) gezeigt hat, im Raum zwischen Nieder- und Obergail auch schmale Sedimentkeile von Permotrias zwischen Gailtalkristallin und den Tonaliten eingeschaltet sein.

Das Gailtalkristallin ist, mit Ausnahme des rund 1500 m hohen Guggenberges bei Hermagor, mit bewaldeten und besiedelten Hängen und Vorbergen morphologisch wenig auffallend.

Am Nordrand des Kristallins kommt es häufig zu Verschuppungen mit der Basis des Drauzugs (z. B. bei Kötschach, Umgebung Pressegger See). Andererseits sind lokal noch die primären Transgressionskontakte des Unterperms auf dem Kristallin erhalten. Die Basispartien führen dabei bevorzugt Gerölle aus der kristallinen Unterlage (vgl. R. van Bemmelen, 1957; H. Heritsch & P. Paulitsch, 1958; H. Mostler, 1972; E. Scheriau-Niedermayr & G. Niedermayr, 1973, G. Niedermayr, 1975 u. a.).

Wie bereits G. Geyer (1901) erkannte, nehmen östlich von Kötschach Quarzphyllite die größte Verbreitung ein. Westlich davon herrschen hingegen Granatglimmerschiefer und Paragneise vor. F. Heritsch (1936) baute den Kenntnisstand weiter aus und unterschied im Gailtalkristallin schiefrige Biotitgneise und quarzreiche Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, einzelne Vorkommen von Amphiboliten, diaphthoritische Glimmerschiefer und Quarzphyllite. Die Vielfalt dieser Gesteinsgruppe wurde von H. Heritsch & P. Paulitsch (1958) betont; sie kommt vor allem im Gebiet östlich der Reißkofelrinne zum Ausdruck. Hier läßt sich eine nördliche Schiefergruppe mit Einschaltungen von stark kataklastischen Augengneisen des Types Dellach (vgl. H. Heritsch, 1949) von einer südlichen Gruppe mit Quarzphylliten, Serizitphylliten, Chloritphylliten und Mischtypen abtrennen. Daneben finden sich aber auch Phyllonite und diaphthoritische Granatglimmerschiefer. Auffallend sind weiters Einschaltungen von Grüngesteinen (Amphibolite, Diabasfleckenschiefer, Albitchloritschiefer), Graphitphylliten und Graphitquarziten, die besonders westlich Hermagor verbreitet sind, sowie einige kleinere Vorkommen von Kalkmarmoren bei Reisach, Bergl und Malenthein. Die zuletzt genannte, progressiv metamorphe Serie wurde von älteren Autoren als Einschuppung in ein älteres Kristallin gedeutet. Dieser Vorgang soll gleichzeitig auch die Diaphthorese der umgebenden Gesteine erzeugt haben.

Die erwähnten Kalkmarmore der *Quarzphyllitgruppe* lieferten westlich von Hermagor und nördlich von Nötsch mäßig erhaltene Conodonten. Danach kann Obersilur oder älteres Unterdevon als Alter der Fundschichten angenommen werden. Bei Nötsch handelt es sich um einen etwa 2 m mächtigen Horizont von dunkelgrauen Kalken, die schwarzen Schiefern sedimentär eingelagert sind und im Streichen mehrere 100 m nach Westen verfolgbar sind. Sie nehmen eine randnahe Position zur südlich folgenden Masse der Quarzphyllite ein, mit denen sie durch Übergänge verbunden sind. Im Nötschgraben reichen die steil südfallenden Quarzphyllite bis zum Ausgang. Sie bilden zugleich die Unterlage des flach auflagernden klastischen Perms an der Basis des Dobratsch. Während ihr Zusammenhang mit stark durchbewegten Augengneisen, die westlich von Nötsch nahe dem Talboden anstehen, noch unklar ist, prägt im Norden eine deutliche nordvergente Störungszone den Kontakt zum „Granitzug von Nötsch" und seinen Begleitgesteinen (hauptsächlich Bänderamphiboliten). Die plutonischen Gesteine formen einen 8 km langen und 150 m breiten Härtlingszug, der zum größten Teil intensiv mylonitisiert und epimetamorph überprägt ist. Nach Ch. Exner (1976) besteht er aus Amphiboliten mit Schollen von Migmatit und Gneis sowie aus mylonitisiertem Grobkorngranit. Örtlich wird der Amphibolit von granatführenden Apliten durchschlagen.

Westlich von Mauthen treten am Südrand des Kristallins Gesteine auf, die durch ihre Staurolith- und Granatführung deutlich abgrenzbar sind (Staurolithgranatglimmerschiefer, staurolithführende Gneise). In sie sind Schiefergneise mit Übergängen zu Augengneisen (das Gewebe wird hier von Mikroklinaugen durchsetzt), Pegmatitgneise, Bändergneise, „injizierte Amphibolite", plagioklasführende Biotitschiefer und Amphibolite eingeschaltet. Letztere bauen zusammen mit

Granatglimmerschiefern die Nordzone auf. Der gesamte Westabschnitt zeigt relativ geringe Anzeichen von Diaphthorese (H. HERITSCH & P. PAULITSCH, 1958; P. PAULITSCH, 1960).

Zur nördlich anschließenden Serie gehören neben wechselnd diaphthoritischen Granatglimmerschiefern mit Übergängen zu glimmerführenden Quarziten (teilweise disthenführend) Muskowit- und Biotitquarzite, granatführende Schiefergneise bis aplitische Gneise (im Westteil weit verbreitet) sowie kleine Vorkommen von Amphiboliten. Bei Podlanig treten zudem chloritoidführende Granatglimmerschiefer auf. Alle Gesteine lassen mehr oder weniger deutlich eine Diaphthorese erkennen.

Der Augengneis von Dellach liegt in der Granatglimmerschieferserie. Er ist leicht verschiefert, was auch durch die Anordnung von Glimmer und Epidot angedeutet wird. Große Mikrokline (vorwiegend mit Karlsbader Zwillingen) und große Quarze bilden darin die Augen. Charakteristischer Gemengteil sind gefüllte Albite. Darin unterscheiden sie sich von den Augengneisen bei Wetzmann am Eingang zur Gailschlucht, die vor allem nicht gefüllte, basische und trübe Plagioklase führen.

Die Baugeschichte des Gailtalkristallins kann zur Zeit noch nicht befriedigend erklärt werden. Ein Hauptgrund dürfte im Fehlen von radiometrischen Alterswerten liegen. Das paläozoische Alter von Teilen der Quarzphyllite und der Nachweis der vor-permischen Diaphthorese im Kristallin zeigen aber, daß die Entwicklung hauptsächlich im Paläozoikum stattgefunden hat. Die Vorstellung von F. P. SASSI et al. (1974), wonach ein vor-variszischer Para- und Orthogesteinskomplex von variszischen Pelitfolgen transgressiv überlagert und beide in variszischer Zeit metamorph überprägt worden wären, kann sich bisher noch nicht auf hinreichend gesicherte feldgeologische und radiometrische Grundlagen stützen.

Literatur: BEMMELEN R. van 1957; CLIFF R. et al. 1975; EXNER C. 1972, 1976; GEYER G. 1901; HERITSCH H. 1949; HERITSCH H. & PAULITSCH P. 1958; KUPSCH F. et al. 1971; LIPPOLT H. J. & PIDGEON R. 1974; LOESCHKE J. 1970, 1973, 1974, 1975, 1977; LOESCHKE J. & ROLSER J. 1971; LOESCHKE J. & WEBER K. 1973; PAULITSCH P. 1960; SASSI F. P. et al. 1974; SASSI F. P. & ZANFERRARI A. 1971, 1973; SCHARBERT S. 1975; SCHERIAU-NIEDERMAYR E. & NIEDERMAYR G. 1973; ZANFERRARI A. 1976.

3.10.2. Das Karbon von Nötsch

Von HANS PETER SCHÖNLAUB

Das Karbon von Nötsch erstreckt sich auf einer Länge von etwa 8 km und einer Breite von etwa 2,5 km nördlich des Gailtals zwischen den Ortschaften Nötsch und Tratten im Süden, der Villacher Alpe im Osten und dem Zug des Mittagsnock im Norden. Der höchste Punkt wird vom Gipfel der Badstuben (1410 m) gebildet. Der geologische Südrand ist eine markante Störungslinie gegen den Granitzug von Nötsch; ebenso bildet die Nordgrenze ein etwa Ost-West verlaufendes Bruchsystem, längs dem das Karbon auf die Trias des Drauzugs aufgeschoben ist. Unklar sind die Verhältnisse am Westende, wo durch die Annäherung der Nord- und Südgrenzen ein tektonisches Auskeilen vermutet werden kann.

Das seit 1807 bekannte Vorkommen paläozoischer Gesteine ist durch seinen Fossilreichtum berühmt. Dies führte zu zahlreichen Bearbeitungen, vornehmlich von Brachiopoden und Cephalopoden (G. AIGNER, 1930, 1931b; G. AIGNER & F. HERITSCH, 1929, 1931), Trilobiten (F. HERITSCH, 1929; G. HAHN & R. HAHN, 1973) und Korallen (F. HERITSCH, 1918, 1934; A. KUNTSCHNIG, 1926; H. W. FLÜGEL, 1972).

Das Karbonvorkommen wird über weite Strecken von jungglazialen Ablagerungen bedeckt. Die dadurch bedingten schlechten Aufschlußverhältnisse erschwerten tektonische Deutungen (vgl. H. W. FLÜGEL, 1965, 1977; H. P. SCHÖNLAUB, 1973).

Im Nötscher Karbon unterschieden M. G. KODSI (1967), H. W. FLÜGEL & M. G. KODSI (1968) und M. G. KODSI & H. W. FLÜGEL (1970) drei lithofazielle Einheiten, nämlich die *Nötschgrabengruppe* im Osten, die *Erlachgrabengruppe* im Nordosten und die *Pöllandgruppe* im Westen. Biostratigraphisch kann nur die Nötschgrabengruppe, aus der die meisten bisher beschriebenen Fossilien stammen, exakt eingestuft werden. Sie gehört ins jüngere Visé und enthält Faunen der Oberen Pericyclus-Stufe und der jüngsten Goniatites-Stufe (granosus-Zone). Ein ungestörtes Nord-Süd-Profil durch diese Gruppe zeigt nach H. P. SCHÖNLAUB (1973) folgende Abfolge: „Untere Schiefer" (100–120 m), Diabas-Brekzienzug I (Badstub-Brekzie), Zwischenschiefer (10–15 m mit massenhaftem Vorkommen von Productiden), Diabas-Brekzien-

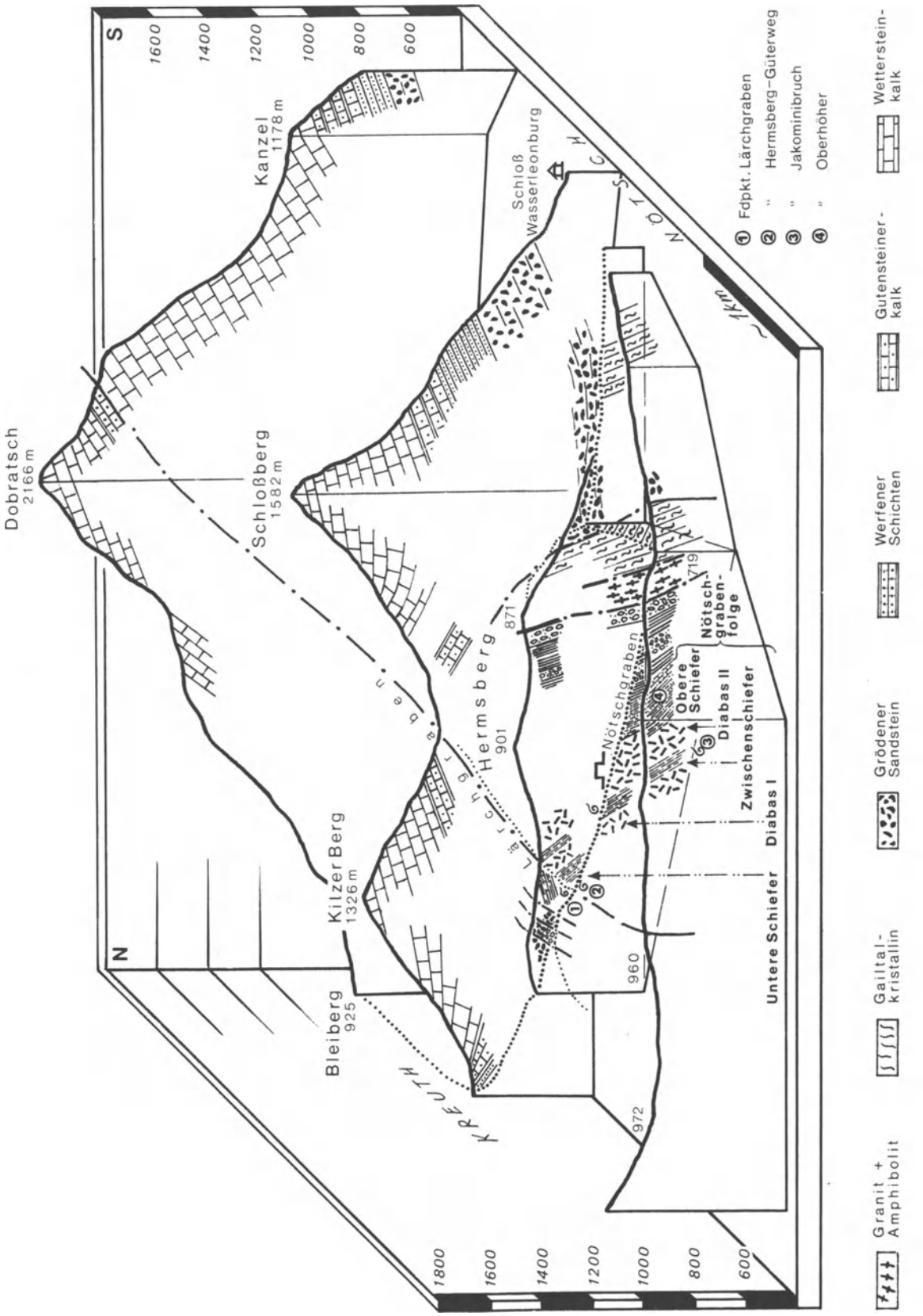


Abb. 114. Das Karbon im Nötschgraben und sein Rahmen

zug II und „Obere Schiefer". Sie enthalten bekannte Korallen- und Trilobitenfundstellen des Visé, zum Beispiel beim Gehöft „Oberhöher". Da jedoch im Nötschgraben über den höchsten Vorkommen mit Faunen des Visé konkordant noch weitere, etwa 120 m mächtige Gesteine folgen (Quarzkonglomerate, Sandsteine, dunkle bivalvenführende Tonschiefer), ist ein Höherreichen der Nötschgrabengruppe bis ins Namur sehr wahrscheinlich. Nach lithologischen Vergleichen könnten die höheren Partien daher Äquivalente der klastischen Erlachgrabengruppe darstellen, die schon bisher aufgrund von Pflanzenfunden ins Namur gestellt wurde (J. PIA, 1924). Beide Gruppen sind nach ihrer Ichnofazies, dem Fossilinhalt und nach ihren lithologischen Merkmalen mehr oder weniger stark terrigen beeinflußte Flachwasserbildungen.

Die jüngsten Gesteine des Karbons von Nötsch mit Westfal- und Stefan-Alter sind in der *Pöllandgruppe* vertreten. Es handelt sich um eine Wechselfolge von Konglomeraten, Grauwacken, Sandsteinen und tonig-sandigen Schiefern, die nach Spurenfossilien [*Nereites, Lophoctenium, Dictyodora liebeana* (GEINITZ)] einer randnahen Fazies in einem Flyschbecken zugeordnet werden.

Alle drei etwa Ost-West streichenden Gesteinsgruppen werden, ebenso wie die Quarzphyllite des Gailtalkristallins, von permoskythischen Grobklastika an der Basis des Drauzugs überlagert. Bei Annahme eines Transgressionsverbandes auf den karbonen Ablagerungen müßte daher für die komplizierte Interntektonik des Nötscher Karbons ein variszisches Alter angenommen werden. Dazu kommen alpidische Längsbrüche (Bleiberger Talbruch, Lärchgraben-Störung, Gailbruch; vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1973) und Nordost streichende Verwerfer, die das Karbon in einzelne Schollen zerlegen (K. FELSER, 1938) und die geologischen Zusammenhänge, besonders zwischen der Erlachgrabengruppe und der Pöllandgruppe, verschleiern.

Literatur: AIGNER G. 1930, 1931b; AIGNER G. & HERITSCH F. 1929, 1931; FELSER K. 1938; FLÜGEL H. W. 1965, 1972a, 1977; FLÜGEL H. W. & KODSI M. G. 1968; HAHN G. & HAHN R. 1973; HERITSCH F. 1918a, 1929b, 1934b; KODSI M. G. 1967; KODSI M. G. & FLÜGEL H. W. 1970; KUNTSCHNIG A. 1926; PIA J. 1924; SCHÖNLAUB H. P. 1973b; TESSENSOHN F. 1972.

3.10.3. Das Permomesozoikum des Drauzuges

Von FRANZ KARL BAUER

3.10.3.1. Die Schichtfolge

Die permoskythische Transgressionsserie, die in den Nordkarawanken sehr lückenhaft ist, beginnt in den Gailtaler Alpen mit Brekzien, Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefertonlagen. Diese 100 m mächtige liegende Serie, die durch Quarzporphyre und Tuffe abgeschlossen wird, wurde aufgrund von *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART in das Unter-Rotliegende eingestuft (H. W. J. v. AMEROM et al., 1976).

Es folgt ein 200 m mächtiger Sandsteinkomplex, bestehend aus Einzelzyklen von Grob- und Feinklastika, der Quarzporphyrgerölle und Zirkon als dominierendes Schwermineral enthält. Im Gegensatz zu der bisher üblichen Bezeichnung *Permoskythsandstein* verwenden G. NIEDERMAYR et al. (1977) für diese Serie wieder den Begriff Grödener Schichten. Von diesen werden die bis 300 m mächtigen *Werfener Schichten* mit Sandsteinen, Ton- und Siltsteinen, Gips und Rauhwacken abgetrennt, welche durch das Fehlen von Quarzporphyrgeröllen und den hohen Gehalt an Apatit neben Zirkon gekennzeichnet sind. Aufgrund von Sporen konnten zwei Flöze, zwischen denen schräggeschichtete Sandsteine liegen, in das Seis bzw. in das Campil eingestuft werden (H. MOSTLER, 1972).

Die Mitteltrias setzt mit laminierten Dolomiten und dem Flaser-Wurstelkalkkomplex der Serie des *Alpinen Muschelkalkes* ein. Dieser wird im Gebiet des Dobratsch durch gipsführende Tonschiefer mit Sandsteinlagen vertreten. Lokal liegen über den Flaser-Wurstelkalken bis 60 m mächtige Sandsteine, die auf tektonische Bewegungen hinweisen, welche wie in den Südalpen zur Reliefbildung im Hinterland und zur Anlieferung von klastischem Material führten.

Nach dem von T. BECHSTÄDT et al. (1976) erstellten Modell der alpinen Geosynklinalentwicklung in der Mitteltrias zeigen feinklastische Sedimente und mikritische Knollenkalke (Pelson-Illyr) eine erste Absenkung an. Darüber und über Ansätzen von Riffbildungen bei der Alplspitze (R. BRANDNER, 1972) breitete sich die Flachwasserentwicklung des *Zwischendolomites* aus, in dem die ersten Tufflagen auftreten.

In der Folge brach die Zwischendolomit-Plattform nieder, und es entwickelten sich Hochzonen

(Dobratsch – Reißkofel) und Beckenbereiche. Dabei öffneten sich Zufuhrspalten, aus denen vulkanisches Material gefördert wurde. Dieses besteht vorwiegend aus Tuffiten, welche grüne Lagen („pietra verde") bilden und von einem alkalibetonten, andesitischen bis trachytischen Vulkanismus abzuleiten sind. Auf der Dobratsch-Südseite kommen bis 120 m mächtige Pyroklastika mit geringmächtigen Lavalagen, bei denen es sich um Augit-Andesite handelt, vor (A. PILGER & R. SCHÖNENBERG, 1958; E. COLINS & W. NACHTMANN, 1974).

In einem engräumigen Becken südlich der Hochzone des Dobratsch wurden rote Ammonitenkalke, welche mit dem Schreyeralmkalk verglichen wurden, Knollenkalke und Bankkalke abgelagert (Abb. 115).

Nördlich der Hochzonen bildeten sich die beckentiefsten Sedimente der bis 800 m mächtigen ladinischen Plattenkalke, für die T. BECHSTÄDT (1978) die Bezeichnung *Fellbacher Kalk* verwendete. Sie führen im basalen, etwa 30 m mächtigen Bereich, der in das Oberanis bzw. Unterladin eingestuft wurde, Ammoniten, Daonellen und Posidonien und eine Mikrofauna (T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1974).

Während im Norden durch die auf den Hochzonen wachsenden Riffe des *Wettersteinkalkes* das Plattenkalkbecken gegen Süden abgeschnürt wurde, blieb im südlichen Becken die Verbindung mit dem offenen Meer bestehen, wie die pelagische Fauna beweist. Die Riffe wuchsen im Cordevol nach Süden weit über das Becken hinaus, in das ab dem höheren Fassan Riffdetritus geschüttet wurde. Die Hauptriffbildner im Wettersteinkalkriff des Dobratsch sind *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Sphinctozoa* und andere Faunen- und Florenelemente, wie Korallen und Kalkalgen (O. KRAUS & E. OTT, 1968).

Im Rücken der Wettersteinkalk-Riffe bildeten sich die gebankten Lagunensedimente, die im hangenden Teil Blei-Zink-Erze führen. Dieser hangende Wettersteinkalk zeigt im gesamten Drauzug charakteristische Zyklotheme, die sich aus Kalken des Subtidal („Megalodontenkalk") und des Inter- bis Supratidal mit den Stromatolithen zusammensetzen. Grüne, schwach tonige Dolomite (sogenannte „grüne Mergel", die als Tuffe gedeutet wurden) und schwarze Brekzien wurden von T. BECHSTÄDT (1973) als Emersionsbildungen erklärt.

Zwischen der Lagunenfazies des Wettersteinkalkes im Hangenden und der Plattenkalkfazies im Liegenden tritt auf dem Kellerberg und im Gebiet Kreuzen (südlich Paternion) als Übergangsbildung ein meist hellgrauer bis bräunlicher, mikritischer Kalk auf (Kellerbergfazies). Die Entwicklung der Plattform des Wettersteinkalkes findet mit dem „Cardita-Ereignis" ihr Ende.

Die Mitteltrias der Nordkarawanken ist im wesentlichen ähnlich aufgebaut. Sie besteht nach I. CERNY (1977, 1978) im unteren Teil aus der Flaserkalk-Wurstelkalkfolge (160 m) und Bankkalken (120 m). Die Dolomite darüber (150 m) sind wahrscheinlich mit dem Zwischendolomit der Gailtaler Alpen zu vergleichen. Auf diese folgen die Beckensedimente mit Knollenkalken, Bankkalken (40–200 m) und Tufflagen, welche in das Ober Anis – Unter Ladin einzustufen sind.

Hangende, grobbankige Kalke enthalten östlich Eisenkappel örtlich Riffknospen mit Korallen, Kalkschwämmen und *Tubiphytes obscurus* MASLOV.

In den Knollenkalken im Waidischbach fand S. PREY (1955) *Paraceratites trinodosus* (MOJSISOVICS). Über diesen Knollen- und Bankkalken liegen bei Zell Pfarre und bei Eisenkappel bis 100 m mächtige Partnachmergel (Abb. 115).

Darüber setzt der etwa 1200 m mächtige Wettersteinkalk ein, der in tieferen Teilen dolomitisiert ist. Er gliedert sich in Riffbereiche, welche die steilen Felswände auf der Südseite von Petzen, Obir und Freiberg bilden, und in die gebankte Lagunenfazies. Die Riffe sind wie in den Gailtaler Alpen nach Süden gewachsen, die Lagune lag im Norden.

In den Lienzer Dolomiten zeigen die ladinischen Diploporendolomite, die Grünen Schichten und die 900 m mächtigen Plattendolomite eine etwas abweichende Entwicklung der Mitteltrias an (W. SCHLAGER, 1963).

Die *Carditaschichten* des Drauzuges, die etwa 300 m mächtig werden, bestehen aus drei klastischen und drei karbonatischen Horizonten. Das detritisch-terrigene Material der klastischen Horizonte wurde nach O. KRAUS (1969) von Nordwesten bzw. Norden her geschüttet, was auf Abtrags- bzw. Hebungszonen nördlich bis nordwestlich des Drauzuges schließen läßt.

Mit der Plattform des *Hauptdolomites* beginnt erneut eine Konsolidierungsphase, in der eine zeitlich und räumlich ausgedehnte Sedimentation fast reiner Dolomite erfolgte. Im Übergangsbereich zum *Plattenkalk,* der in den Gailtaler Alpen (M. KÖHLER, 1974) durch einen Geröllhorizont in einen unteren und oberen gegliedert wird, beginnt der Untergrund rascher abzusinken, wie sich aus dem verstärkten Auftreten von Kalken ergibt.

Die noch ruhigen Sedimentationsverhältnisse ändern sich entscheidend mit dem Einsetzen der Kössener Schichten. Die terrigene Schüttung, welche nach den Untersuchungen von M. KÖHLER (1974) in den Gailtaler Alpen von Nordwe-

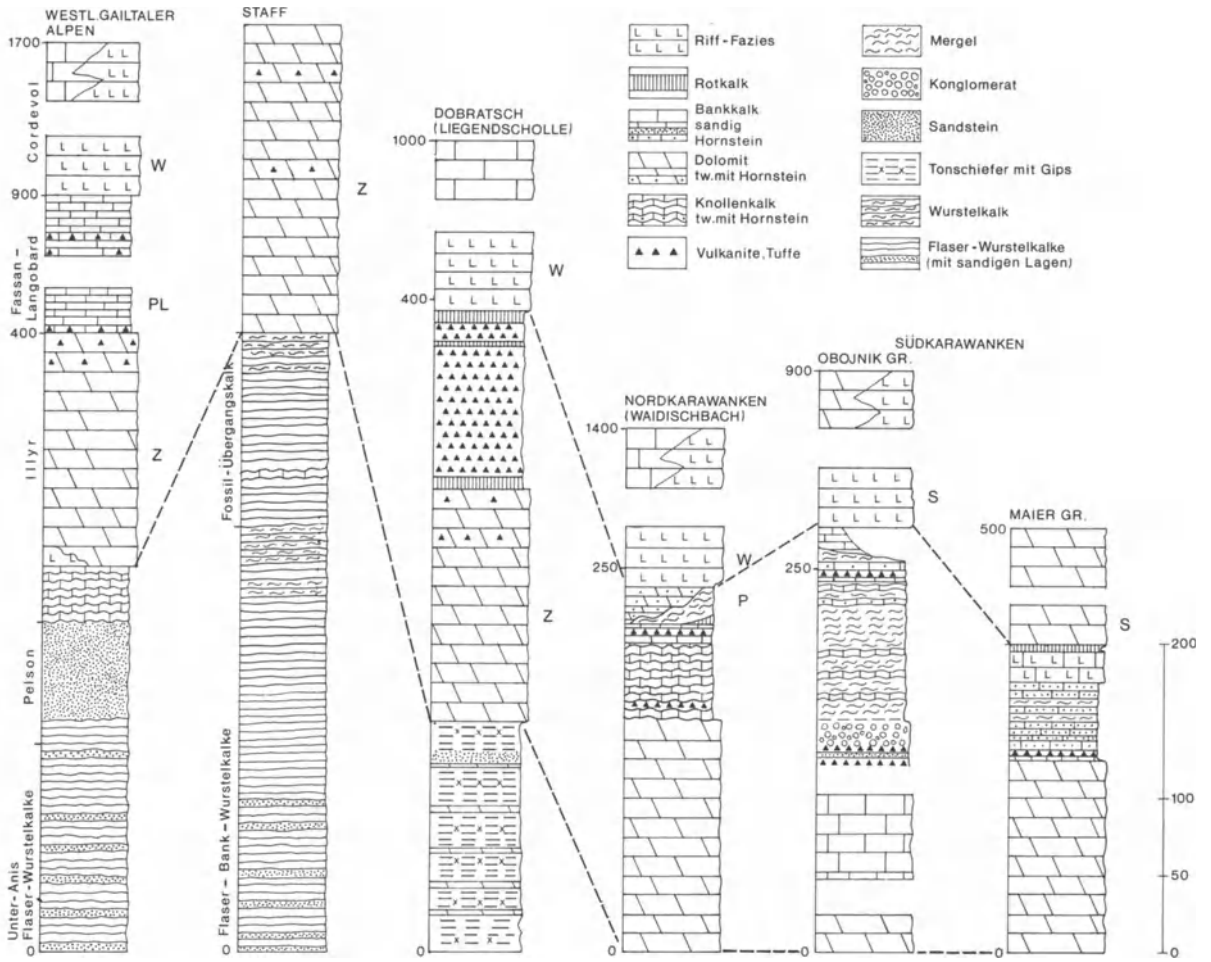


Abb. 115. Vergleichende Mitteltriasprofile aus Drauzug und Südkarawanken. Westliche Gailtaler Alpen nach R. BRANDNER, 1972 und T. BECHSTÄDT et al., 1976, Staff nach W. NACHTMANN 1974, Dobratsch nach E. COLINS & W. NACHTMANN 1974, Nord- und Südkarawanken nach unveröffentlichten Aufnahmen von F. K. BAUER und H. SUMMESBERGER

Z Zwischendolomit
Pl mitteltriadische Plattenkalke (Fellbacher Kalk)
P Partnachmergel
W Wettersteinkalk
S Schlerndolomit

sten her erfolgte, nimmt stark zu und es treten Tonschiefer auf, die zyklisch mit Mergeln und mikritischen Kalken wechsellagern. Diese tieferen Abschnitte der Kössener Schichten wurden aufgrund einer Foraminiferen- und Brachiopodenfauna in das Mittel- bis Obernor gestellt.

In den Lienzer Dolomiten gehen an einigen Stellen höhere (rhätische) *Kössener Schichten* in jurassische Sedimente über. In den Nordkarawanken liegen im Profil des Vellachtales fossilbelegte Kössener Schichten über den Plattenkalken.

Jura ist nur aus den Lienzer Dolomiten bekannt und kommt in Form von *Allgäuschichten* vor. Im Profil Amlacher Mulde südlich Lienz liegt, über Triasinen führenden Oberrhätkalken, Jura mit Kieselkalken, roten Ammonitenkalken (Lias), roten mergeligen Kalken und Knollenkalken (Dogger bis mittlerer Malm), Aptychenschichten (Tithon – Berrias) und tiefe Kreide mit *Neokomkalken.*

Die Schichtfolge setzt mit einer *Flyschserie* fort, die aus gradierten Sandsteinen, Mergeln und Tonsteinen besteht. Sie wurde von A. MARIOTTI (1972) in das Apt – Oberalb eingestuft. P. FAUPL (1976) unterschied eine untere pelitreiche und eine obere, etwa 300 m mächtige, sandsteinreiche Turbiditfolge. An Schwermineralien

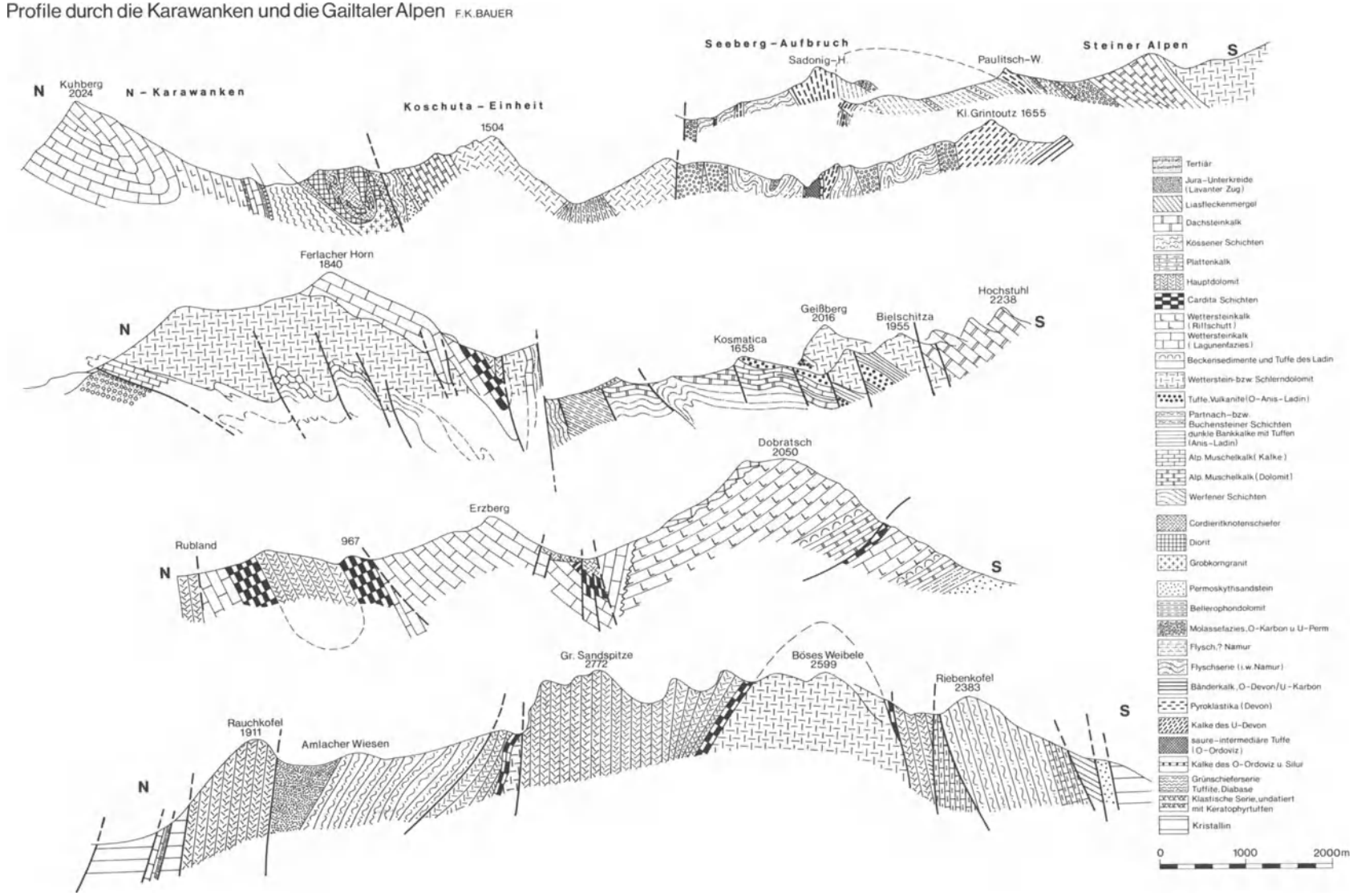


Abb. 116. Profile durch die Karawanken nach CH. EXNER, 1976, J. ROLSER & F. TESSENSOHN, 1974, S. PREY, 1958 und nach unveröffentlichten Aufnahmen von F. K. BAUER; Profile durch die Gailtaler Alpen nach E. COLINS & W. NACHTMANN, 1974, H. HOLLER, 1976 und W. SCHLAGER, 1963

sind neben Zirkon und Granat der aus paläogeographischen Gründen wichtige Chromspinell zu nennen. P. FAUPL stellte in dieser Schichtfolge auch Spuren von Metamorphose fest.

In der Flyschserie gibt es einen die Schichten diskordant durchschlagenden Lamprophyrgang mit einer Mächtigkeit von 2,5 m und einer Länge von 100 m. Von CH. EXNER (1976) als Hornblende-Pyroxen-Minette bestimmt, ist er beiderseits von einem etwa 1 m mächtigen Kontakthof begleitet. Der Lamprophyr, der wahrscheinlich vom tonalitischen Magma der periadriatischen Intrusiva abzuleiten ist, drang nach der Unterkreide ein.

Die nachtriadische Schichtfolge in den Nordkarawanken besteht aus rotem Crinoidenkalk *(Hierlatzkalk),* rotem *Adneter Kalk* (Lias) und rotem *Klauskalk* (Dogger). Rote Flaserkalke wurden aufgrund von *Lombardia* ex gr. *arachnoidea* BRÖNNIMANN in den Malm eingestuft. Zum Neokom gehören helle Hornstein- und Mergellagen führende Kalke mit Aptychen und einer Mikrofauna mit Calpionellen und Foraminiferen wie *Lenticulina ouachensis multicella* BARTENSTEIN & BOLLI. Von D. van HUSEN (1975) wurden im Bereich Oistra – Jegart Kogel (südöstlich Sittersdorf) Kalkbrekzien gefunden, die aufgrund von Orbitolinen in das Alb eingestuft wurden.

3.10.3.2. Der Bau der Lienzer Dolomiten und der Gailtaler Alpen

Die Lienzer Dolomiten sind ein Hochgebirge, das in vielen Gipfeln bis über 2500–2700 m Höhe reicht (Hochstadel, 2680 m; Große Sandspitze, 2772 m; Spitzkofel, 2718 m; Eggenkofel, 2590 m). Schroffe Spitzen und Grate, helle Schutthalden und oft öde Kare bestimmen den Dolomiten-artigen Landschaftscharakter.

Die Gailtaler Alpen, ca. 70 km lang, reichen vom Gailbergsattel bis Villach. Im Hauptkamm ein vielfach schroffes Kalk-Hochgebirge, erreichen sie aber weitaus nicht die Höhen der Lienzer Dolomiten (im Westen Torkofel, 2275 m; Reißkofel, 2731 m; im Osten Spitzegel, 2118 m; Dobratsch bzw. Villacher Alpe, 2166 m). Östlich vom Weißensee liegt ein niedrigerer Gebirgsstreifen, während im Norden wiederum schroffere Gipfel etwas höher aufsteigen (Latschur, 2236 m). Die kahlen Südabstürze des Dobratsch geben Zeugnis von den großen Bergstürzen als Folge des Erdbebens vom Jahre 1348.

Die Lienzer Dolomiten keilen gegen Westen an den großen Störungslinien des Gail- und Drautales aus. Weiter im Westen liegen noch kleinere Triasvorkommen (z. B. von Kalkstein und Winnebach), welche als die westliche Fortsetzung des Drauzuges aufgefaßt wurden.

Das Rückgrat der Lienzer Dolomiten ist die Lienzer Antiklinale, die mit einem Kern aus Wettersteindolomit das Böse Weibele aufbaut und dazu aus Carditaschichten und der mächtigen Hauptdolomit-Nordflanke besteht (Abb. 116). Östlich des Hochstadels liegt diskordant eine Scholle von schwer voneinander abtrennbaren Kössener Schichten und Liasfleckenmergel auf steil stehendem Hauptdolomit, der bei Oberdrauburg über die Drau reicht.

Nördlich der Laserz Wand folgt ein schwer faßbarer Sattel aus Wettersteindolomit, überlagert von Carditaschichten und Hauptdolomit. Das Hangende dieses Hauptdolomites bilden Kössener Schichten und die Jura-Kreide-Schichtfolge der Amlacher Mulde, die im Norden von einer Störung abgeschnitten wird und an den steil unter Kristallin einfallenden Hauptdolomit des Rauchkofels grenzt. Am Mordbichl treten die Gesteine der Amlacher Mulde auch über die Drau. Nördlich des Rauchkofels ist der aus Werfener Schichten und Alpinem Muschelkalk bestehende Tristacher Span in Kristallin eingeschuppt. Im Süden folgen auf die Lienzer Antiklinale mächtige Kössener Schichten des Riebenkofels und Lias der Tscheltscher Mulde.

Der Wettersteindolomitkern des Bösen Weibele der Lienzer Antiklinale taucht gegen Westen unter Hauptdolomit ab. Er kommt westlich der NW-SE streichenden Ober Alpl Störung wieder empor und baut das Gebiet Gedeindl Spitz – Sandeck auf. Dieser Wettersteindolomit ist im Norden vom Hauptdolomit der Lienzer Antiklinale, auf dem Rhät-Jura-Gesteine liegen, durch eine Störung getrennt. Diese jüngeren Gesteine sind wahrscheinlich die westliche Fortsetzung von Kössener Schichten und Jura des Riebenkofels, die an der Ober Alpl Störung nach Nordwesten zum Südabhang des Sandecks versetzt wurden (Sandeck Grabenzone nach R. W. van BEMMELEN & J. E. MEULENKAMP, 1965).

Der Wettersteindolomit Gedeindl Spitz – Sandeck grenzt im Süden an den Hauptdolomitzug Breitenstein – Eggenkofel. Südlich des Breitensteins liegen Alpiner Muschelkalk und Werfener Schichten. Diese beiden Schichtglieder gehören zur parautochthonen Sedimenthülle des Kristallins, die nach oben immer mehr tektonisch zerlegt ist und an einem der Kristallinrand parallel verlaufenden Störungsbündel, der Südrandstörung, endet.

Die Lienzer Antiklinale wird im Südosten durch den Pirker Bruch schräg abgeschnitten. Südöstlich von diesem Bruch liegt die Tscheltscher Grabenzone, die in Sättel aus Hauptdolomit und Plattenkalk und Mulden aus Kössener

Schichten gegliedert wird. Sie wird im Südosten durch die dem Pirker Bruch parallel verlaufende Silbergrabenstörung begrenzt. Es schließt eine Zone enggepreßter Falten und Schuppen mit der Einheit der Mussen an, bestehend aus 600 m mächtigen, mitteltriadischen Plattenkalken und eingeschalteten Mergeln, der aus anisischen Knollenkalken aufgebauten Kuku-Antiklinale und dem aus Schuppen von anisischen Kalken und Dolomiten bestehenden Pittersbergzug (W. SCHLAGER, 1963). Nach Osten setzt sich diese Zone der enggepreßten Falten und Schuppen in die Zone des Laaser Waldes fort, die großteils aus Sedimenten des Permoskyth aufgebaut wird.

Ein wesentliches Bauelement der Gailtaler Alpen ist die nach Westen abtauchende Gailberg-Hochwald-Antiklinale, die sich vom Gailbergsattel über Kreuzbergsattel und Spitzegel bis zum Bleiberger Erzberg erstreckt. Sie besteht im Gebiet des Gailbergsattels aus einer konkordanten Folge von Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössener Schichten. Etwas östlicher liegen tiefere Teile mit Wettersteinkalk und Carditaschichten. Im Norden wird die Antiklinale von der Silbergrabenstörung abgeschnitten. Nördlich davon setzen sich am Rewischkopf von Westen her Plattenkalk und Kössener Schichten der Tscheltscher Grabenzone fort.

Den Kern der Antiklinale bildet der Alpine Muschelkalk, das Gebiet Steiner Fraten – Pließ Alm aufbauend, der ostwärts gegen den Hochwald unter die mitteltriadischen Plattenkalke abtaucht.

Er kommt als hochgepreßter Sattel mit Wurstelkalk und Zwischendolomit im Gebiet Gössering Bach – Tschrischen (CH. HAUSER, 1975) und im Gebiet St. Lorenzer Alm wieder empor. Am Aufbau der Antiklinale sind westlich des Kreuzbergsattels wesentlich die mitteltriadischen Plattenkalke, östlich davon der die Plattenkalke überlagernde Wettersteinkalk beteiligt.

Etwas südlich des Gailbergsattels wird der Hauptdolomit-Südschenkel der Gailberg-Hochwald-Antiklinale durch einen Bruch gekappt, an den sich südlich eine Wettersteinkalkmulde (Juckbühelsynkline nach R. W. van BEMMELEN, 1957) anschließt.

Der Wettersteinkalk der Jauken bildet die breite östliche Fortsetzung dieser Mulde, die im Gipfelbereich eine komplizierte Tektonik aufweist. Carditaschichten fallen auf der Nord- und Südseite aufgrund einer eigenen Tektonik unter Blei-Zinkerz-führende Kalke ein. R. W. van BEMMELEN (1957) betrachtete diese Kalke als stratigraphisch über den Carditaschichten liegend und stellte sie in das Nor („Jaukenfolge"). Es handelt sich jedoch nach P. J. MÜLLER (1977, 1979) um eine riff-ferne Lagunenfazies des Wettersteinkalkes. Die tektonische Wiederholung wird durch Zerscherung eines Faltenbereiches mit geringer Transportweite erklärt.

Gegenüber der Jaukensynklinale etwas versetzt, schließt östlich die Compton-Siebenbrunn Synklinale mit Hauptdolomit als Muldenkern an, deren südlicher Schenkel vom Wettersteinkalkriff des Reißkofels gebildet wird. Carditaschichten bilden südlich des Tschrischen den Muldenschluß.

Nördlich an die Gailberg-Hochwald-Antiklinale schließt eine breite Muldenzone (Weißensee-Synklinale) an, deren Achse flach nach Nordwest abtaucht und welche am Drautal schräg abgeschnitten wird. Sie besteht aus Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössener Schichten und baut das Gebiet südlich des Weißensees auf. Im Osten wird sie östlich des Peilnöckel an einer NE-SW verlaufenden Störung nach Nordosten versetzt.

Die nördlichen Gailtaler Alpen mit der Latschur Gruppe, nördlich der Längsstörung der Weißensee-Furche gelegen, bilden die im Norden auf die Weißensee-Synklinale folgende Antiklinale. Sie beginnt im Osten mit dem Keller Berg, der durch die Mölltal-Linie begrenzt wird, und endet im Westen an der Störung des Drautales.

Im Norden liegt das Permoskyth mit teilweise noch erhaltenem, transgressivem Kontakt auf dem metamorphen Paläozoikum der Goldeck Gruppe. Der Alpine Muschelkalk ist östlich des Weißensees tektonisch reduziert. Er nimmt gegen Westen immer mehr an Mächtigkeit zu und baut die Nordwände von Staff, Eckwand und Latschur auf. Im ungestörten, etwa 600 m mächtigen Profil des Staff unterschied W. NACHTMANN (1975) Flaserkalke, Bankkalke und Wurstelkalke im unteren, Fossil- und Übergangskalke im mittleren und Zwischendolomit im oberen Profilteil (Abb. 115). Wesentlichen Anteil am Aufbau der Antiklinale haben die mitteltriadischen Plattenkalke und der Wettersteinkalk, welcher auf fast der ganzen Erstreckung der Weißensee-Synklinale an Hauptdolomit grenzt.

Der Dobratsch besteht aus zwei tektonischen Einheiten (Abb. 114, 116). Da auf der Semmler Alm anisische Tonschiefer und Dolomite vom Wettersteinkalk unter- und vom Wettersteindolomit überlagert werden, erkannte bereits G. GEYER (1901) die Dobratschüberschiebung. Auch N. ANDERLE (1950) unterschied eine untere und obere Einheit, die zuletzt von E. COLINS & W. NACHTMANN (1974) faziell bearbeitet wurden.

Die untere Einheit besteht aus Permoskyth-Sandstein, Werfener Schichten, anisischen Do-

lomiten, ladinischen Beckensedimenten mit Tuffen und Vulkaniten und Riff- und Lagunenkalken des Wettersteinkalkes. Die Überschiebungsfläche wird durch den Horizont der Carditaschichten markiert. Die obere Einheit ist aus anisischen Dolomiten, Beckensedimenten des Ladin und dem mächtigen cordevolischen Wettersteinkalk in Riff-Fazies aufgebaut. Die Überschiebungsfläche trifft östlich Heiligengeist im Osten und bei Bleiberg-Kreuth im Westen auf den Bleiberger Bruch.

Die beiden Dobratschschollen sind von Nord-Süd verlaufenden Querstörungen erfaßt worden, was auf eine älter-alpidische Überschiebung hinweist. Westlich des Dobratsch liegt das Nötscher Karbon, das ostwärts unter die Trias des Dobratsch einfällt.

Im Norden ist der Dobratsch vom Bleiberger Bruch begrenzt. Diese große Störung deutete N. ANDERLE (1951) als Überschiebungsfläche und sah die Bruchtektonik als sekundär an. L. KOSTELKA (1971) nahm ähnlich die Überschiebung der Dobratsch- auf die Erzbergeinheit an und betont im Gegensatz zu H. HOLLER (1936, 1974) die Einengungstektonik.

Nach H. HOLLER (1936, 1974) bilden Carditaschichten und Hauptdolomit im Bleiberger Tal eine Grabenscholle, deren Einbruch mit dem Einbruch des Villacher Beckens bzw. noch älteren Brüchen in Verbindung gebracht wird. Erst in einer jüngeren Einengungsphase wäre der Dobratsch an die Grabenscholle angepreßt worden.

Die Bleiberger Grabenscholle hat einen asymmetrischen Bau. Die Vertikalverstellung am Bleiberger Bruch, der primären Hauptstörung H. HOLLERs, betrug etwa 2000 m und bewirkte eine Schrägstellung der Erzbergeinheit. Sekundär riß nach H. HOLLER der nördliche Grabenrandbruch auf, an dem eine Verstellung um 400 m erfolgte. An einer Reihe von Staffelbrüchen wurden die einzelnen Schollen in die Tiefe versetzt, deren genaue Kenntnis den Tiefenaufschlüssen im Bergbau Bleiberg-Kreuth zu verdanken ist. Der Bleiberger Graben ist nach Westen zum Tschöcklnock zu verfolgen, wo er in zwei synklinal gebaute Teilschollen mit den Bergbaurevieren Matschiedler Alpe und Windische Höhe zerfällt. Der Graben endet südlich der Gradlitzen an der Zuchenstörung (H. HOLLER, 1977a).

Nördlich des Bleiberger Erzberges liegt die Rublandeinheit, bestehend aus einer Mulde aus Carditaschichten und Hauptdolomit, deren Achse mit 20–50° nach W bis WNW einfällt (Abb. 116).

Nördlich und südlich schließen Sättel aus Wettersteinkalk bzw. -dolomit an. Der südliche Sattel ist durch zahlreiche Scherklüfte zerlegt und wird von der Kreuzenstörung abgeschnitten, an welcher der Erzberg auf die Rublandeinheit aufgeschoben ist.

Eher kritisch zu beurteilen sind die Gedanken H. HOLLERs (1976) über einen möglichen Dekkenbau. Die Erzbergeinheit wird als Decke angesehen, die schüsselförmig südwärts abtauchen und unter der unteren Dobratscheinheit liegen soll. Für einen Deckenbau dieser Art gibt es bisher im gesamten Drauzug keine Anhaltspunkte. Wahrscheinlicher erscheint ein Faltenbau, wie er bereits öfter beschrieben wurde.

Einem Faltenbau entsprechend läßt sich der Erzberg als Wettersteinkalk-Antiklinale ansehen und die Bleiberger Grabenscholle mit Carditaschichten und Hauptdolomit primär als Mulde angelegt deuten, welche entsprechend den Vorstellungen H. HOLLERs (1936, 1974) von einer Bruchtektonik erfaßt und zu einem Graben umgeformt wurde. Der Dobratsch allerdings hat einen eigenen Bau, wie bereits gezeigt wurde, der aus zwei Einheiten besteht, die aber nach Westen keine Fortsetzung haben.

Allgemein lassen sich Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen durch einen Faltenbau mit im wesentlichen aufrechten Mulden und Sätteln kennzeichnen. Teilweise erhaltene transgressive Kontakte zum liegenden Kristallin beweisen eine autochthone Stellung. Die Südrandstörung ist eine Ablösungsfuge der Sedimenthülle vom Kristallin, die saiger steht oder steil nach Norden einfällt und durch Verschuppungen gekennzeichnet ist.

Maßgebend bei der Verformung und Einengung zwischen dem Gailtalkristallin und dem Kristallin nördlich der Drau war die Festigkeitsanisotropie. Während die im Nordteil der Gailtaler Alpen vorkommenden inkompetenten Schichten (mitteltriadische Plattenkalke und Kössener Schichten) mit Isoklinalfaltung und Zergleitung reagierten, kam es in dem aus massivem Wettersteinkalk bestehenden Hauptkamm zur Ausbildung eines diagonalen Störungs- und Bruchsystems. Carditaschichten waren im ganzen Drauzug, wie die Beispiele Jauken und Dobratsch oder ähnliche Beispiele aus den Nordkarawanken zeigen, wichtige Bewegungshorizonte.

3.10.3.3. Der Bau der Nordkarawanken

Die Nordkarawanken, die dem Drauzug tektonisch entsprechen, sind als nördliche Kette morphologisch in die Karawanken integriert. Ihre Nordfront, die geschlossen steil aus dem Rosental aufsteigt, setzt die Front der im Westen südalpinen Karawanken gegen Osten fort (Kara-

wankenüberschiebung). Auch sie sind ein häufig schroffes Kalkgebirge, in dem zahlreiche frische Anbrüche von lebhafter Erosion zeugen. Die höchsten Berge sind im Westen das Ferlacher Horn (1840 m) und im Osten mit ansteigender Gipfelhöhe der Hochobir (2139 m) und schließlich die Petzen (2114 m). Die Südgrenze der Nordkarawanken ist als Furche, z. T. mit Längstälern, gut zu verfolgen.

Die Nordkarawanken haben einen den Gailtaler Alpen vergleichbaren Sattel- und Muldenbau, der durch jüngere Störungen und Brüche stark überprägt wurde. Die Südgrenze zum Eisenkappeler Paläozoikum ist eine steile bis mittelsteile, südfallende Störungsfläche, an der das Paläozoikum auf die Trias aufgeschoben ist. Im Norden ist die Trias auf Jungtertiär (Rosenbacher Kohleschichten, Bärentalkonglomerat) aufgeschoben.

Die Nordkarawanken, an der Mölltallinie gegenüber den Gailtaler Alpen versetzt, beginnen im Westen mit dem Wettersteinkalk-Wettersteindolomit-Block Sinacher Gupf – Singerberg. Hangender, Blei-Zinkerz-führender Wettersteinkalk ist von Carditaschichten überlagert, welche zusammen mit dem Hauptdolomit zwischen Windisch Bleiberg und dem Geißrücken eine breite Mulde bilden (S. PREY & F. KAHLER, 1958).

Im Bärental ist die Trias des Sinacher Gupfes bereits extrem ausgedünnt und keilt etwas weiter westlich aus. Südlich Feistritz liegt das eingeklemmte Kohle-Miozän bei Strugarjach. Im Norden ist der Singerberg dem einige Hundert Meter mächtigen Bärentalkonglomerat aufgeschoben, wodurch die Konglomerate im Bärental steil aufgebogen wurden (F. KAHLER, 1935). Die Wettersteinkalkscholle der Ostroutza ist eine abgeglittene Scholle, vergleichbar jenen, die weiter im Osten von D. van HUSEN (1976) als abgeglitten und einsedimentiert erkannt wurden.

Das Ferlacher Horn bildet das westlich anschließende Gewölbe, das in liegenden Teilen aus Wettersteindolomit und in hangenden aus Wettersteinkalk besteht. Am Nordfuß kommt Alpiner Muschelkalk vor, der südöstlich Unterloibl im Kotlagraben steil hochgepreßt wurde. Das Gewölbe taucht gegen Westen zum Loibltal scharf nieder. Dadurch wurden die tektonischen Strukturen im Bereich des Loibltales, das einer großen Störung folgt, verursacht. Teilmulden aus Carditaschichten und Hauptdolomit wurden an der Loibltalstörung durch ein stark betontes Nordost-Störungssystem und durch weniger stark betonte Nordwest- und Ost-West-Störungssysteme zu grabenähnlichen Gebilden umgeformt.

Etwas südlicher sind beim Gasthof „Deutscher Peter" steil stehende, enggepreßte, ungefähr Ost-West streichende Falten- und Schuppenzüge von der Loibltalstörung kaum mehr beeinflußt. Zu dieser Zone gehört südlich des Ferlacher Horns eine steil stehende Hauptdolomitmulde mit Carditaschichten (Abb. 116). Diese Zone leitet zu der Schuppenzone zwischen Nord- und Südkette über, in der es im Loibltal und im Bodental eine Verschuppung von Hochwipfelschichten und Auernigschichten mit Schollen von Alpinem Muschelkalk und Wettersteinkalk bzw. -dolomit gibt.

Infolge des Niederbiegens der Dolomite und Kalke des Ferlacher Horns gegen Westen taucht östlich im Waidischbachtal, das einer Störung folgt, eine gestörte und mehrfach unterteilte Antiklinale mit Werfener Schichten und Alpinem Muschelkalk auf. Die Werfener Schichten südlich Ober-Waidisch umschließen eine Antiklinale aus paläozoischen Phylliten mit Diabaslinsen. Aus dem Auftreten von Mittel- und Untertrias und den paläozoischen Gesteinen im Waidischbachtal kann man auf einen nur geringen Tiefgang der Nordkarawanken schließen.

Nördlich Unter-Waidisch ist die Überschiebung auf das etwa waagrecht liegende Bärentalkonglomerat, welche beim Kraftwerksbau (H. HÖFER, 1908) eindrucksvoll belegt wurde, deutlich zu sehen.

Jauernik und Freiberg (Setitsche) bilden ein aus Wettersteinkalk bzw. -dolomit bestehendes Gewölbe mit flach nach SW einfallender Achse. Ein durch den Wabutschnik-Graben und über den Uratasattel ziehender Bruch, der ostwärts durch den Trockenen Graben bis zum Einschnitt zwischen Hoch- und Klein-Obir zu verfolgen ist, teilt das Gewölbe in zwei Schollen. Zur nördlichen gehören die Berge Jauernik (mit auflagernden Carditaschichten), Matzen und Schwarzer Gupf, zur südlichen der Freiberg.

Stratigraphisch über Tuffe führenden, oberanisisch-unterladinischen Knollen- und Bankkalken liegen nördlich Zell Pfarre Partnachmergel. Über diesen folgen dunkle, gebankte und hornsteinführende Dolomite, die von H. SCHEIBER (1967) zum Hauptdolomit gestellt wurden, nach eigenen Untersuchungen jedoch tiefste Anteile des Wettersteindolomites bilden.

Das Wettersteinkalkgewölbe des Obir, im Westen durch die Freibachtalstörung begrenzt, ist in Teilsättel zerlegt. Der nördliche Teilsattel des Kleinen Obir ist vom östlich anschließenden Altberg, dem Carditaschichten aufliegen, durch die Störung längs des Wildensteiner Baches getrennt. Der Wettersteinkalk des Altberges taucht gegen das Vellachtal ab und setzt sich östlich davon noch im Sittersdorfer Berg fort.

In der Störung zwischen Hoch- und Klein-Obir liegen Reste von Carditaschichten. Der

südliche Teilsattel des Hoch-Obir taucht mit hangendem, vererztem Wettersteinkalk und Carditaschichten nach Osten unter Hauptdolomit ab. Am Kuhberg ist gebankter Wettersteinkalk infolge der starken Südrandüberkippung zu einer fast isoklinalen, flach geneigten Mulde geformt (siehe Abb. 116).

Zwischen Altberg und östlichem Obirgebiet ist eine Hauptdolomitmulde grabenbruchartig eingesenkt, mit der sich im unteren Repnik-Graben eine von Südwesten heranstreichende gestörte Teilmulde aus Hauptdolomit vereinigt. Diese Mulde zieht mit einer Breite von etwa 2 km über die Vellach und wird westlich der Oistra, einem isolierten Block aus Wettersteinkalk, um 4 km nach Nordost versetzt.

Jovanberg und Trobewände sind als südlich anschließende Antiklinale aufzufassen, welche aus Alpinem Muschelkalk und Wettersteindolomit besteht. Der Alpine Muschelkalk liegt überkippt auf dem Wettersteindolomit und fällt nach Süden unter das Eisenkappeler Paläozoikum ein. Gegen Westen keilt er an der Südseite des Hoch-Obir aus, wie Aufschlüsse an der Straße über den Schaidasattel, die mehrfach die Grenze Trias – Paläozoikum quert, zeigen.

Nördlich Eisenkappel werden Knollenkalke mit Tufflagen von Partnachmergeln überlagert, welche sich nach Westen über die Vellach fortsetzen. Darüber liegt der Wettersteinkalk in Riff-Fazies der Trobewände. Auf deren Nordseite steht im Vellachtal am gestörten Kontakt zur Hauptdolomitmulde der steil stehende zweite Carditaschiefer an.

Am Nordrand der Karawanken liegen eine Reihe von Jura-Neokom-Schollen (z. B. beim Wildensteiner Wasserfall), die vom Wettersteinkalk bzw. -dolomit überschoben sind. In ihnen vermutete J. Stini (1935) eine tiefere tektonische Einheit und nannte sie Sockeldecke. Es ist sicher nicht berechtigt, in den Nordkarawanken von einem Deckenbau zu sprechen. R. W. van Bemmelen (1970) vertrat die Meinung von abgeglittenen Schollen. A. Tollmann (1977b) deutete sie in Anlehnung an die Stirntektonik in den Nördlichen Kalkalpen als Stirnschuppen, die durch das schräge Aufsteigen des Hauptkörpers nach Norden unten hinein gerieten und beim Weiterschub überschoben wurden.

Im Vellachtal sind an der Karawankenstirn südlich Miklauzhof Plattenkalke (Nor) und fossilführendes Rhät sehr eng, z. T. steilachsig, verfaltet und von Wettersteinkalk überschoben. Das Rhät ist auf flach südfallende Quarzkonglomerate mit Tonlagen und Kohleresten (Sarmat) aufgeschoben. Ähnliches Tertiär findet man auch innerhalb der Karawanken bei Eisenkappel im östlichen Lobnig-Graben und am Preverniksattel, wo Tone Kohleflöze enthalten.

Im Vellachtal bei Miklauzhof nahm man mehrfach eine tektonische Verstellung der quartären Schotter an. Bei den Straßenbauarbeiten des Jahres 1967 wurde eine Grundmoräne (Würm) aufgeschlossen, auf der einige Meter mächtige Schotter lagen, die in einem kleinen, südlichen Bereich Steilschichtung zeigten; sonst lagen die Schotter waagrecht. Darüber lag grobblockiger Schutt der Vellach. Da die Schotter keinerlei tektonische Beanspruchung zeigten, ist diese Steilschichtung eher als quartäres Schüttungsphänomen anzusehen und eine tektonische (nachwürmeiszeitliche) Verstellung auszuschließen.

Zwischen Oistra und Petzen liegt das Gebiet der Topitza, das durch starke Schollenzerteilung und durch einen eigenen Gleitschollenbau gekennzeichnet ist. Nördlich der Topitza, aufgebaut aus Wettersteinkalk in Riff-Fazies, sind Wettersteinkalkblöcke mit Carditaschichten an der Basis, die als Gleitmittel dienten, über Hauptdolomit nach Norden abgeglitten. Der Homarow-Berg bildet eine derartige Gleitscholle. Andere Schollen sind weit in das Vorland abgeglitten; sie sind so intensiv zertrümmert, daß sie eine monomikte Großbrekzie bilden.

Der Teil südlich der Topitza ist in eine Reihe kleinerer Schollen zerlegt, die z. T. invers liegen, wie die Wettersteindolomitscholle mit zahlreichen Tufflagen beim Gasthaus Rastotschnik (Remschenig Graben). Östlich an diese Scholle schließt Alpiner Muschelkalk an, der die Goreca und das Gebiet der Luscha Alm aufbaut und von Partnachmergeln überlagert wird.

Der Muschelkalk der Luscha Alm fällt steil unter das Paläozoikum ein. Er bildet den Sockel des aus Wettersteindolomit und Wettersteinkalk bestehenden Massivs der Petzen. Dieses Gewölbe wurde durch Störungen, die sich nach den Ablösungsflächen der Carditaschichten richten, in Teilschollen zerlegt. Die Hauptscholle bildet der Hauptkamm der Petzen, an dessen Nordseite Carditaschichten unter hangenden, Blei-Zinkerz-führenden Wettersteinkalk einfallen. Der Nordteil mit Dickenberg und Muschenik ist besonders stark zerbrochen und besteht aus einigen Schuppen. Stroppitzberg und Gornja sind auf Tertiär liegende Gleitschollen aus Wettersteinkalk. Im Osten ist die Petzen von einer großen Störung begrenzt, wobei das Jungtertiär mit Konglomeraten und Brekzien buchtartig bis südlich des Rischbergsattels reicht.

Das Jungtertiär des Karawankenvorlandes hat für die Erfassung der jüngsten Baugeschichte der Karawanken große Bedeutung (D. van Husen, 1976). Die in den Sedimenten über den Rosen-

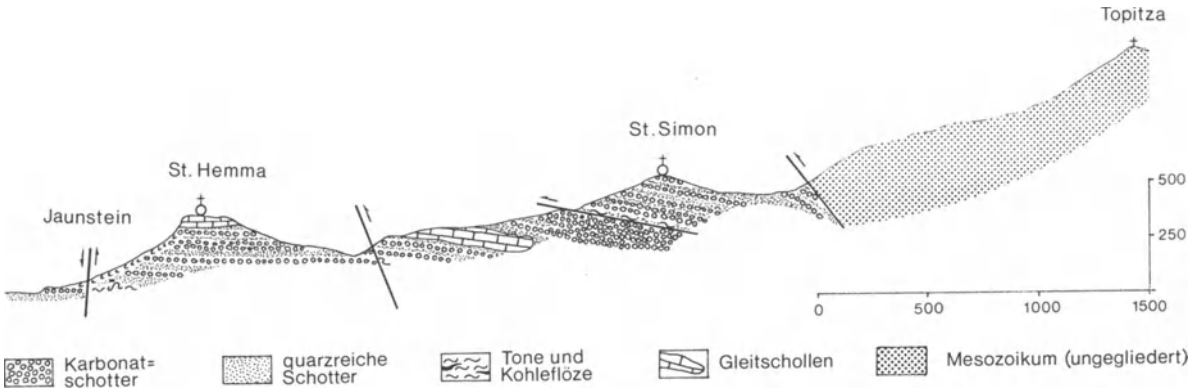


Abb. 117. Profil durch das Tertiär des Karawankenvorlandes nach D. v. HUSEN, 1976

bacher Kohlenschichten liegenden paläozoischen und kristallinen Gerölle stammen aus dem Gebiet südlich Eisenkappel und belegen einen Transport über die noch nicht herausgehobenen Nordkarawanken, von dem auch die Augensteine auf dem Petzenplateau und die von P. BECK-MANNAGETTA (1954) nordwestlich der Hochpetzen in 1970 m Höhe gefundene Spaltenfüllung abzuleiten sind.

Das Aussetzen der Kristallingerölle weist auf eine Unterbrechung der Schüttung aus dem Süden infolge Heraushebung der Nordkarawanken hin. Die Hebung löste das Abgleiten von Wettersteinkalkschollen aus, die synsedimentär in die jungtertiäre Schichtfolge eingelagert wurden. In der Hauptüberschiebung wurde das Jungtertiär des Vorlandes überschoben, wobei es auch zur Einschuppung von Tertiär in die Trias und zu kleineren Auf- und Überschiebungen innerhalb des Tertiärs kam. F. KAHLER (1955) schloß aus der hohen Lage wahrscheinlich interglazialer Brekzien von Mindel-Riß-Alter auf eine sehr junge Hebung der Karawanken.

Nicht genau faßbar ist ein älterer, wahrscheinlich kretazischer tektonischer Akt, der bereits zur Anlage eines Sattel- und Muldenbaues führte. Dieser Faltenbau wurde durch die Hauptbewegungen im Tertiär stark überprägt und umgeformt.

Literatur: AMEROM W. H. J. v. 1976; ANDERLE N. 1950, 1970; ANGER H. 1965; BAUER F. K. 1970, 1973; BECHSTÄDT T. 1973, 1975a, b, c, 1978; BECHSTÄDT T. et al. 1976, 1978; BECHSTÄDT T. & MOSTLER H. 1974; BECK-MANNAGETTA P. 1954; BEMMELEN R. W. v. 1957, 1961, 1970; BEMMELEN R. W. v. & MEULENKAMP J. E. 1965; BRANDNER R. 1972; CERNY I. 1977, 1978; COLINS E. & NACHTMANN W. 1974; CORNELIUS-FURLANI M. 1953, 1960; EPPENSTEINER W. 1965; FAUPL P. 1977; GEYER G. 1901; HAHN L. 1966; HAUSER CH. 1975; HÖFER H. 1908; HOLLER H. 1936, 1951, 1953, 1960, 1974, 1976, 1977a, b; HOLZER H. 1966, 1967; HUSEN D. v. 1975b, c, 1976b, c; KAHLER F. 1935, 1955b; KÖHLER M. 1973; KOSTELKA L. 1961, 1971; KOSTELKA L. & SCHULZ O. 1969; KRAUS O. 1969; KRAUS O. & OTT E. 1968; MARIOTTI A. 1972; MÜLLER P. J. 1977, 1979; NACHTMANN W. 1975; NIEDERMAYR G. 1974; NIEDERMAYR G. 1977; OBERHAUSER R. 1960a; PILGER A. & SCHÖNENBERG R. 1959; PREY S. & KAHLER F. 1958; SCHEIBER H. 1967; SCHLAGER W. 1963; SCHRIEL W. 1951; SCHULZ O. 1960a, b, 1966, 1968; SCHULZ O. & SCHROLL E. 1977; SIEWERT W. 1978; STINI J. 1938a, b; TOLLMANN A. 1977b; WARCH A. 1965, 1966.

3.10.4. Die Gailtallinie

Von HANS PETER SCHÖNLAUB

Die Gailtallinie ist ein Ost-West verlaufendes Teilstück des Periadriatischen Lineaments, das die Alpen von der Sesia Zone bis zur Pannonischen Tiefebene auf rund 600 km Länge durchzieht und die Nordalpen von den Südalpen trennt. Sie spaltet sich im Westen von der Pusterer Linie ab, verläuft an der Südseite des Lesachtals nach Osten unter den Talalluvionen des Gailtals und setzt sich in einem weiteren Teilstück, das auch als Karawankenlinie bezeichnet wird, in die Ostkarawanken fort.

Die Bedeutung dieser Störung im Rahmen des gesamten Lineaments ist seit E. SUESS (1885) umstritten: Je nach regionalgeologischen oder tektonischen Lösungsversuchen wurde einmal das Trennende, ein anderes Mal das Verbin-

dende der an die Gailtallinie bzw. ihre west-östliche Verlängerung angrenzenden Gebiete betont. Erstere Auffassung vertraten u. a. L. KOBER (ab 1912), N. ANDERLE (1950), E. KRAUS (1957), R. van BEMMELEN (1961), A. TOLLMANN (1959, 1963), H. W. FLÜGEL (1975, für das Jungpaläozoikum, 1977) und CH. EXNER (1972, 1976). Gegen eine scharfe Trennung zwischen den Nord- und Südalpen sprachen sich hingegen R. SCHWINNER (1915), F. HERITSCH (1915), R. STAUB (1924), H. P. CORNELIUS (1949) und P. FALLOT (1955) aus. Eine vermittelnde Stellung nahmen u. a. F. KOSSMAT (1913), R. SCHWINNER (1947), F. HERITSCH (1936), R. STAUB (1950), F. KAHLER (1955), F. KAHLER & S. PREY (1963), H. W. FLÜGEL (1964, 1975, für das Altpaläozoikum), R. SCHÖNENBERG (1970), E. CLAR (1973) und H. BÖGEL (1975) ein, die im Bereich des Gailtals einen ehemals großräumigen Zusammenhang zwischen den Nord- und Südalpen vermuteten, der aber während des alpidischen tektonischen Geschehens gestört worden und verloren gegangen sei.

In Verbindung mit plattentektonischen Überlegungen zum Bau der Alpen stellte sich erneut die Frage nach einer möglichen Krustenverkürzung und/oder Bewegungen an der Gailtallinie. So nahmen für die variszische Zeit z. B. R. LAURENT (1972), A. NICOLAS (1972), F. FLOYD (1972) und R. RIDING (1974) an der Nordgrenze der Südalpen („Proto-Mediterranean") nordgerichtete Subduktionszonen an. Zu einem ähnlichen Ergebnis gelangten R. HÖLL & A. MAUCHER (1976), allerdings aus der Verteilung der altpaläozoischen, schichtgebundenen Lagerstätten und nach Rückführung der alpidischen Horizontalbewegungen. Aufgrund von paläomagnetischen Daten und Faunenvergleichen kamen schließlich W. S. MCKERROW & A. M. ZIEGLER (1972), H. B. WHITTINGTON & C. P. HUGHES (1972), M. R. HOUSE (1973), L. R. M. COCKS & W. S. MCKERROW (1973) sowie C. K. SEYFERT & L. A. SIRKIN (1973) zur Vorstellung, daß die Zentralalpen (und Mitteleuropa) im Altpaläozoikum von den Südalpen über tausende Kilometer entfernt und außerdem verdreht lagen (vgl. dazu E. IRVING, 1977: 306, C. SCOTESE et al., 1979).

Für die alpidische Orogenese wurde das Periadriatische Lineament und damit auch die Gailtallinie bisher von H. P. LAUBSCHER (1970–1973), J. F. DEWEY & J. M. BIRD (1970), J. F. DEWEY et al. (1973), M. R. W. JOHNSON (1973), E. SEMENZA (1974), J. CHOROWICZ & J. GEYSSANT (1977), W. FRISCH (1978), A. TOLLMANN (1978), P. GIESE (1979) und J. S. RATHORE & H. HEINZ (1979) in plattentektonische Konzepte einbezogen. Sieht man von J. CHOROWICZ & J. GEYSSANT ab, die diese Störungszone als Subduktionszone deuteten (vgl. auch R. TRÜMPY, 1972; H. BÖGEL, 1975), hielten sie die übrigen Autoren für eine Sutur, die während der Kollision der Adriatischen Platte mit der Europäischen Platte entstanden war und an der in weiterer Folge Lateralverschiebungen wirksam waren.

In diesem Zusammenhang verdienen geophysikalische Untersuchungsmethoden große Beachtung, nach denen die größte Krustendicke in den Ostalpen etwa unter dem Periadriatischen Lineament liegt und hier 40–45 Kilometer beträgt (P. GIESE et al., 1970; G. ANGENHEISTER et al., 1972, P. GIESE, 1979). P. GIESE leitete daraus die Vorstellung ab, daß die Südalpen bis zu 70 Kilometer weit nach Norden über ihr eigenes sialisches Basement überschoben sind. Die Störungszone des Periadriatischen Lineaments selbst konnte hingegen bisher geophysikalisch noch nicht erfaßt werden.

Für die Beantwortung der Frage nach der tektonischen Wertigkeit der Gailtallinie und ihrer Verlängerung nach Westen und Osten bietet sich ein reiches Beobachtungsmaterial zu beiden Seiten der Störung an. Es sind dies: 1. Fazieskundliche Vergleiche im Paläo- und Mesozoikum, die besagen, daß die Gailtallinie erstmals im Perm als paläogeographische Grenze in Erscheinung tritt und Faziesunterschiede in der Trias wenig feststellbar sind (vgl. u. a. H. W. FLÜGEL, 1964; H. W. FLÜGEL & H. P. SCHÖNLAUB, 1972; H. W. FLÜGEL, 1975; H. P. SCHÖNLAUB et al., 1977; H. BÖGEL, 1975, E. SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1977; TH. BECHSTÄDT et al., 1977; A. TOLLMANN, 1977b); 2. Strukturelemente, wie der „Zentralkarnische Bogen" (vgl. S. 438), die Lamellentektonik der Magmatite an der Grenzlinie (CH. EXNER, 1972, 1976) oder paläogeographische Leitlinien in den Südalpen, die schräg zum Verlauf des Periadriatischen Lineaments streichen (A. BOSELLINI, 1965); 3. Unterschiede im Baustil (F. KAHLER & S. PREY, 1963; A. TOLLMANN, 1963); 4. Fehlen einer alpidischen Metamorphose in den Südalpen im Gegensatz zum Raum nördlich des Lineaments (E. JÄGER, 1973; H. BÖGEL, 1975) und endlich 5. Unterschiede im Ablauf der alpidischen Orogenese zwischen den Nord- und Südalpen, die besonders klar in den verschiedenen Oberkreide-Entwicklungen zum Ausdruck kommen (H. BÖGEL, 1975).

Die beobachteten Gegensätze finden am ehesten eine Erklärung, wenn man eine entsprechende Einengung und Raumverkürzung in Nord-Süd-Richtung annimmt, die den Verlust eines ursprünglich die Nord- und Südalpen verbindenden Krustensegments bewirkt hat (F. KAHLER & S. PREY, 1963; H. W. FLÜGEL, 1964, 1977; H. BÖGEL, 1975; A. TOLLMANN, 1977b).

Die im Lesachtal und in den Ostkarawanken senkrechte oder steil nach Süden einfallende Störungsfläche ist in der Regel von einer mehrere Zehnermeter breiten Mylonitzone begleitet (vgl. CH. EXNER, 1972, 1976; F. P. SASSI & A. ZANFERRARI, 1973; H. P. SCHÖNLAUB, 1973d). Einerseits kommen darin vertikale Bewegungen wie Auf- oder Abschiebungen zum Ausdruck, andererseits aber auch Horizontalbewegungen, die zuerst von H. P. CORNELIUS & M. FURLANI-CORNELIUS (1931) und E. KRAUS (1936) erkannt worden sind. In neuerer Zeit mehren sich die Beobachtungen, die längs der Gailtallinie bzw. des Periadriatischen Lineaments auf Lateralverschiebungen im Ausmaß von 100–150 Kilometer schließen lassen:

1. Die Schwermineralführung permoskythischer Sedimente des Drauzugs weist nach G. NIEDERMAYR (1975) auf einen primären Zusammenhang mit altersgleichen Schichten in der Lombardischen Senke südlich des Periadriatischen Lineaments und damit auf einen Versatz von Räumen gleicher Fazies. In diesem Sinne wurden Faziesvergleiche zwischen dem Drauzug und den Dolomiten interpretiert, wo besonders anisische Schichtglieder, aber auch die ladinischen Plattenkalke und der Hauptdolomit die einstige enge Verbindung mit den heute südwestlich gelegenen Räumen andeuten. Dies gilt auch für charakteristische Fossilgemeinschaften und anscheinend auch für Lagerstätten (TH. BECHSTÄDT & R. BRANDNER, 1970; R. BRANDNER, 1972; G. TICHY, 1975; G. NIEDERMAYR, 1975; H. BÖGEL, 1975; E. SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1977; A. TOLLMANN, 1977b).

Zu ähnlichen Schlüssen kamen L. SCUDELER BACCELE & E. SEMENZA (1974), die den Flysch aus den Lienzer Dolomiten mit jenem von Cortina d'Ampezzo (La Stua) und den Bergamasker Alpen verglichen. Nach ihrer Meinung ist der Flysch der Lienzer Dolomiten westlich des Meridians von Cortina, nahe den Bergamasker Alpen sedimentiert worden (vgl. dagegen P. FAUPL, 1977, der einen Vergleich mit den Nordtiroler Kalkalpen befürwortet; ebenso D. van HUSEN, 1975).

2. Auf Lateralbewegungen kann in Einzelfällen auch aus der Form von Intrusivgesteinen längs des Periadriatischen Lineaments geschlossen werden, die meist zu tropfenförmigen Lamellen ausgedünnt sind. Wie das Beispiel des Bergeller Granits zeigt, könnten Schleppungsstrukturen ihre Ursache in einer Rechtsseitenverschiebung haben (A. TOLLMANN, 1977b).

3. Im Altpaläozoikum der Zentralen Karnischen Alpen wird die Anlage des „Zentralkarnischen Bogens" mit seinem Schleppungsmuster ebenfalls durch junge Lateralbewegungen längs der Gailtallinie erklärt (vgl. S. 438). Der Block nördlich des Lesachtals muß demzufolge rechtsseitenverschoben sein.

4. Direkte Hinweise auf Seitenverschiebungen beobachteten F. P. SASSI et al. (1974) an der Gailtal- und Pusterer Linie. Danach deuten der subvertikale Achsenplan und horizontale Lineationen eine relative Westverschiebung der Südalpen gegenüber dem im Norden der Störungszone gelegenen Raum an.

5. Beiderseits der Tonale-Linie ist der Versatz von Bereichen mit Schlingentektonik auffallend (H. BÖGEL, 1975). Wenn angenommen wird, daß die altkristallinen Ötztal-Penser-Schlingen dem gleichen Verformungsakt zuzuordnen sind wie die präalpinen Schlingen der Ceneri-Zone, zeichnet sich der gleiche rechtsseitige Bewegungssinn auch an diesem Teilstück des Periadriatischen Lineaments ab.

Solche faziellen, regionalgeologischen und strukturellen Beobachtungen sprechen übereinstimmend dafür, daß sich die Südalpen längs des Periadriatischen Lineaments relativ nach Westen bewegt haben. Die Gesamttektonik der Grenzzone zwischen den Nord- und Südalpen wird also sowohl durch Nord-Süd Einengung als auch durch Rechts-Seitenverschiebungen bestimmt. Ordnet man dieses Geschehen plattentektonischen Modellen zu (W. FRISCH, 1978a), so könnte es mit dem Zerfall der Adriatischen Platte in der Oberkreide und gegenläufigen Bewegungen der südalpinen Region (J. HOSPERS & S. v. ANDEL, 1969; H. SOFFEL, 1972; J. D. A. ZIJDERVELD & R. van der VOO, 1973) gegenüber dem Ostalpin erklärt werden (vgl. E. CLAR, 1971, 1973, H. J. MAURITSCH & W. FRISCH, 1978, J. VANDENBERG, 1979).

In der Frage nach dem Alter des Periadriatischen Lineaments stehen sich zur Zeit zwei Auffassungen gegenüber: Für ein junges Alter sprechen die alpidisch geformten und deformierten Tonalitlamellen, die vielenorts die Störungszone markieren (vgl. CH. EXNER, 1972, 1976; H. BÖGEL, 1975), die Einbeziehung von Permotrias in den Störungsbereich sowie paläomagnetische und geotektonische Überlegungen.

Nach der anderen Meinung stellt das Periadriatische Lineament ein altes, voralpidisches Element dar, das alpidisch reaktiviert wurde. Sie stützt sich auf die Tatsache, daß im Störungsbereich eine Reihe spätvariszisch gebildeter saurer Magmatite mit großer lateraler Ausdehnung auftreten (z. B. Eisenkappeler Granit, Brixener Granodiorit, Cima d'Asta etc.), die vielfach noch mit ihren altkristallinen Hüllgesteinen erhalten sind. Daher muß in variszischer Zeit eine wesentlich breitere kristalline Zone zwischen den Süd- und Nordalpen vorhanden gewesen sein.

Die heute erkennbaren, scharfen Faziesgegensätze im Jungpaläozoikum zu beiden Seiten der Grenze wären durch die alpidische Reaktivierung des Lineaments entstanden.

Literatur: ANDERLE N. 1950; ANGENHEISTER G. & BÖGEL H. 1972; BECHSTÄDT TH. et al. 1977; BEMMELEN R. van 1961; BÖGEL H. 1975; BOSELLINI A. 1965; BRANDNER R. 1972; CHOROWICZ J. & GEYSSANT J. 1976; CLAR E. 1971, 1973; COCKS L. R. M. & MCKERROW W. S. 1973; CORNELIUS H. P. 1949; CORNELIUS H. P. & FURLANI-CORNELIUS M. 1931; DEWEY J. F. & BIRD J. M. 1970; DEWEY J. F. et al. 1973; EXNER CH. 1972, 1976; FALLOT P. 1955; FAUPL P. 1977; FLÜGEL H. W. 1964a, 1975b, 1977; FLÜGEL H. W. & SCHÖNLAUB H. P. 1972; FRISCH W. 1978a; GIESE P. 1979; GIESE P., GÜNTHER K. & REUTTER K. J. 1970; HERITSCH F. 1915, 1936b; HÖLL R. & MAUCHER A. 1976; HOSPERS J. & ANDEL S. 1969; HOUSE M. R. 1973; IRVING E. 1977; JÄGER E. 1973; JOHNSON M. R. W. 1973; KAHLER F. 1955b; KAHLER F. & PREY S. 1963; KOBER L. 1912a, b; KOSSMAT F. 1913; KRAUS E. 1936, 1956; LAUBSCHER H. P. 1971a, b, 1973; LAURENT R. 1972; MCKERROW W. S. & ZIEGLER A. M. 1972; NICOLAS A. 1972; NIEDERMAYR G. 1974; RATHORE J. S. & HEINZ H. 1979; RIDING R. 1974; SASSI F. P. & ZANFERRARI A. 1973; SASSI F. P. et al. 1974; SCHERIAU-NIEDERMAYR E. 1977; SCHÖNENBERG R. 1970; SCHÖNLAUB H. P. 1973c; SCHÖNLAUB H. P. & DAURER A. 1977a; SCHWINNER R. 1915, 1947; SCOTESE C. et al. 1979; SCUDELER BACELLE L. & SEMENZA E. 1974; SEMENZA E. 1974; SEYFERT C. K. & SIRKIN L. A. 1973; SOFFEL H. 1972; STAUB R. 1924, 1950; SUESS E. 1885; TICHY G. 1975; TOLLMANN A. 1959, 1963a, 1977b, 1978; TRÜMPY R. 1973; VANDENBERG J. 1979; WHITTINGTON H. B. & HUGHES C. P. 1972; ZIJDERVELD J. D. A. & VAN DER VOO R. 1973.

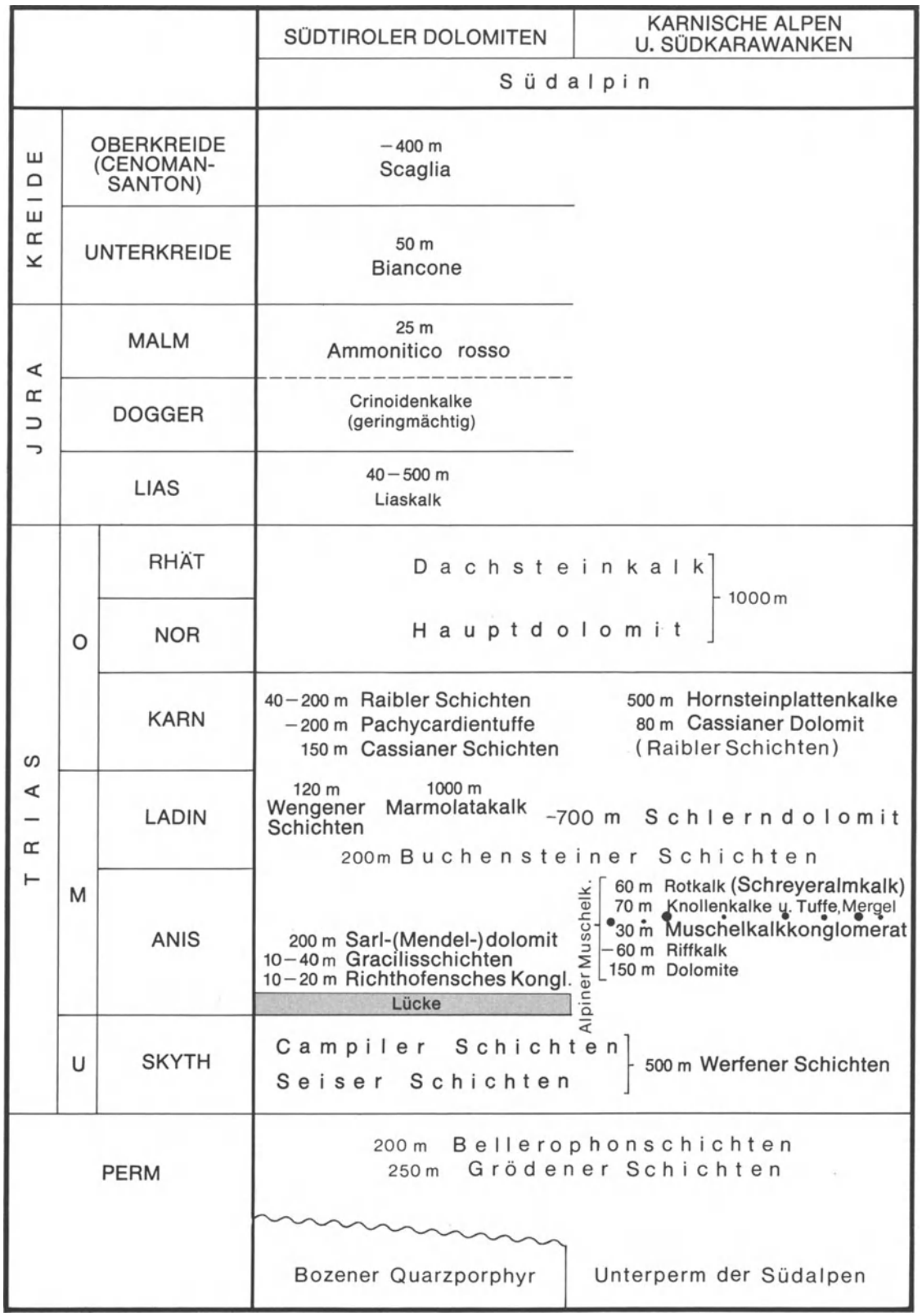
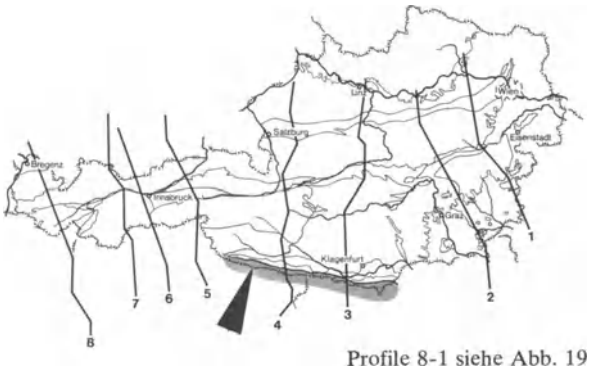


Abb. 118. Das Mesozoikum in den Südalpen: Dolomiten, Südkarawanken (von WOLFGANG SCHNABEL)

3.11. Die Südalpen (Karnische Alpen – Südkarawanken)

Von Franz Karl Bauer und Hans Peter Schönlaub

Mit den Abbildungen 119 bis 130



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.11.1. Übersicht

Die Karnischen Alpen und Karawanken bilden im Süden Österreichs den Grenzkamm gegen Italien und Jugoslawien. Beide Gebirge haben vor allem durch ihre reich gegliederten paläozoischen Schichtfolgen an der Basis der südalpinen Trias Berühmtheit erlangt. Zahlreiche, heute als klassisch zu wertende Arbeiten brachten dies früh zum Ausdruck.

Die Karnischen Alpen sind eine 7–8 km breite Gebirgskette, die über eine Strecke von 190 km von Sillian bis Arnoldstein reicht. Während im Westteil der Karnischen Alpen der Landschaftscharakter durch das Nebeneinander von weicheren Schiefer- und schroffen Kalkbergen geprägt wird, die bis 2678 m Höhe (Pfannspitze) erreichen, bestimmen im Mittelteil die schroffen und imponierenden Gipfel des Kalkhochgebirges (Hohe Warte, 2780 m) mit besonders hohen Felshängen beiderseits der Plöckenpaß-Straße die Landschaft. Sobald die Kalkberge nach Ostsüdosten abschwenken, weichen sie einem almreichen Gebirge geringerer Höhe, das aber durch Kalkberge aus Devon-, Perm- und Triaskalk besondere Akzente erhält (Roßkofel 2239 m; Trogkofel, 2279 m; Gartnerkofel, 2195 m). Der östlichste Teil schließlich ist vorwiegend begrünt und meist unter 2000 m hoch. Von Tröpolach ostwärts modellieren die Bänderkalkzüge mit Gehängeleisten die steilen Nordhänge zum Gailtal. Im Gebiet nördlich vom Naßfeld gibt es zwei großflächige Gebiete mit Hangbewegungen; diese und die Erosionskraft der Bäche sind Auswirkungen der hier besonders großen Niederschlagsmengen. Die westlichsten Karawanken sind auch morphologisch eine niedrige Fortsetzung der Karnischen Alpen.

Die Südkarawanken sind ein Gebirgsstamm, der südlich Villach beginnt und im Großen Mittagskogel (2143 m) kulminiert. Bei Feistritz weicht er nach Ostsüdosten ab und bildet nun einen südlichen Bergzug der Karawanken mit Hochstuhl (2237 m), der Koschuta (2136 m) und der Uschowa (1929 m). Hier findet man Berge, die zwar schrofige, begrünte Südhänge, aber oft eindrucksvolle Steilwände als Nordhänge haben. Weichere Vorberge sind im Norden vorgelagert und grenzen an die Nordkarawanken. Im Seebergaufbruch stehen Berge nicht höher als 1750 m, aber mit gesteinsbedingten mannigfacheren, vorherrschend sanfteren Formen. Darüber erheben sich im Südosten als beherrschendes Kalkmassiv die Steiner Alpen (2558 m).

Eine markante Störungszone (= Periadriatisches Lineament, Alpin-dinarische Naht, Gailtallinie etc.) trennt das Paläozoikum des Südens von Kristallin, Karbon und permomesozoischem Deckgebirge im Norden (Drauzug, Nordkarawanken). Diese Störung stellt zugleich die Grenze zwischen den Ostalpen und den Südalpen dar (vgl. Kap. 3.10.4.). Weiter im Süden befindet sich das breite Bergland, das aus der auf dem Paläozoikum abgelagerten südalpinen Trias besteht. Durch einen Querbruch abgesetzt (= Gailitzer Furche), folgen östlich Arnoldstein die Westkarawanken als natürliche Fortsetzung der Karnischen Alpen. Wie im Westen bilden hier ebenfalls paläozoische Gesteine den Sockel jüngerer Sedimente, doch sind letztere so weit nach Norden vorgeschoben, daß die ältere Unterlage gegen Osten zu auf einen immer schmäler werdenden Streifen reduziert bzw. von jungtertiären Ablagerungen bedeckt wird. Auf diese Weise endet im Worounitza-Graben zwar der geschlossene Zug des Paläozoikums, jedoch finden sich in der gleichen Position und in fazieller Übereinstimmung gegen Osten weitere kleine

Vorkommen, wie etwa am Nordrand des Mittagskogels, südlich Maria Elend, im Bären-, Boden- und im Loibltal. Es wird angenommen, daß dieses Alt- und Jungpaläozoikum längs E-W verlaufender Flächen (analog der Karawanken-Überschiebung) hochgeschleppt wurde, ursprünglich aber die Basis der Südalpen darstellte.

Der Verlauf des Periadriatischen Lineaments, das über Zell Pfarre und den Meleschniksattel ins Ebriachtal und weiter ins Remschenigtal zieht, bestimmt im Raum Eisenkappel die Zugehörigkeit verschiedener Paläozoikums-Vorkommen zu den Ost- bzw. Südalpen. Eine zusätzliche Untergliederung wird durch den schmalen, E-W streichenden „Granitzug von Eisenkappel" ermöglicht, der im Remscheniggraben südöstlich Eisenkappel von seinen altkristallinen Hüllgesteinen und einer Tonalitlamelle begleitet wird. Er unterteilt das „Eisenkappeler Paläozoikum" in einen nördlichen und einen südlichen Streifen („Eisenkappel Nord" bzw. „Eisenkappel Süd"). Während im Norden des Granits eine mehrere 100 m mächtige Diabas-Tuff-Serie unbekannten Alters („Ebriacher Diabaszug", Ordoviz?) vorherrscht, gleichen die Verhältnisse im Süden des Granits bemerkenswert gut jenen in den Karnischen Alpen. „Eisenkappel Süd" kann darüberhinaus unter der Koschuta-Trias mit der reichsten Entwicklung des Paläozoikums in den Karawanken, der „Seeberger Aufbruchszone" („Seeberger Paläozoikum") verbunden werden, die sich am Loiblpaß durch die Überspannung von Koschuta- und Steiner Einheit schließt. Alle drei genannten Einheiten, nämlich Eisenkappel-Süd, Koschuta-Trias und Seeberg-Paläozoikum sind südalpine Bauelemente, die in modifizierter Form in den Karnischen Alpen wiederkehren.

Die stellenweise reiche Fossilführung in den Karnischen Alpen und im Seeberger Gebiet hat seit Mitte des vorigen Jahrhunderts weites Interesse unter Paläontologen und Geologen hervorgerufen (K. Peters, D. Stur, E. Suess, T. Taramelli, G. Stache, E. Tietze, F. Teller, F. Frech, G. Geyer, E. Schellwien u. a.). Nach dieser ersten Periode brachten vor allem die Arbeiten von M. Gortani, P. Vinassa De Regny, H. R. von Gaertner, F. Heritsch, E. Haberfelner, K. Metz und F. Kahler große Fortschritte in der Kenntnis des Paläozoikums. Sie beschäftigten sich vorwiegend mit Megafossilien und schufen die Grundlagen der Stratigraphie, sei es in den Flachwasserräumen der zentralen Karnischen Alpen (Ordoviz-Devon), in den Graptolithenschiefer-Profilen, im Jungpaläozoikum des Naßfeld-Gebietes oder in der Umgebung des Seeberg-Passes in den Karawanken.

In der Nachkriegszeit fand die unbefriedigende Stratigraphie, die nur auf einzelnen Fossilfundpunkten basierte, ihre notwendige Ergänzung und Präzisierung durch neue mikropaläontologische Untersuchungsmethoden (Conodonten, Foraminiferen, Ostracoden, Pollen etc.). In enger Verbindung mit gleichzeitig durchgeführten großmaßstäblichen Aufnahmen gelang es, in bisher als fossilfrei geltende Räume einzudringen, fazielle Beziehungen aufzuzeigen und dadurch die Tektonik einer Lösung näherzubringen. Parallel zu diesen Arbeiten wurden auch verschiedene Fossilgruppen an neuen oder bekannten Fundpunkten aufgesammelt, bearbeitet oder revidiert.

Ein wichtiges Ergebnis ist die Erkenntnis, daß dem südalpinen Paläozoikum eine vermittelnde Stellung in der biographischen Entwicklung der Paläotethys zukommt. So zeigen beispielsweise die oberordovizischen Brachiopoden Beziehungen zu Böhmen, nach Südeuropa und nach Nordafrika; der Charakter der silurischen Faunen entspricht der Vorstellung einer einheitlichen Faunenentwicklung in dieser Zeit. Im Unterdevon weisen Trilobiten auf eine Mischung von herzynischen und uralo-tienschanischen Faunenelementen hin. Im Oberkarbon sind in der Brachiopoden- und Fusulinenfauna deutliche osteuropäische Einflüsse bemerkbar, während die Flora Beziehungen zu Westeuropa und zu Asien aufweist. Den hier gezeigten weltweiten Verbindungen stehen auf der anderen Seite freilich auch zahlreiche endemische Formen gegenüber (z. B. Korallen im Jungpaläozoikum).

Nach deutlichen Faziesunterschieden im Perm zwischen Karawanken und Karnischen Alpen einerseits und Drauzug und Kalkalpen andererseits (wobei vor allem die stärker marine Ausbildung im Süden auffällt) ist die Trias jener des Drauzuges und jener der Nördlichen Kalkalpen verwandter, jedoch keineswegs identisch. Vor allem in der Mitteltrias zeigen sich im Süden ausgeprägtere Riffbauten und kräftigerer Vulkanismus.

3.11.2. Das Paläozoikum der Karnischen Alpen, der Westkarawanken und des Seeberger Aufbruchs

Von Hans Peter Schönlaub

3.11.2.1. Die paläozoische Schichtfolge

Hier werden üblicherweise zwei Entwicklungsabschnitte unterschieden, die durch die variszische Orogenese getrennt sind.

3.11.2.1.1. Der Unterbau (Ordovizium – Karbon)

Ordovizium

Die ältesten fossilführenden Schichten gehören in den Karnischen Alpen dem älteren Caradoc an. Auch nach Neuaufsammlungen von Fossilien konnten bisher keine älteren Stufen nachgewiesen werden, obwohl im Liegenden der Fossilhorizonte örtlich mächtige Schiefer auftreten können. H. P. Schönlaub (1971c) stellte einer feinklastischen „Stillwasserfazies" eine gröber klastische „Bewegtwasserfazies" gegenüber. Nach neuen Kartierungsdaten kann letztere besonders in den westlichen Karnischen Alpen stärker untergliedert werden, wo sie mit über 200 m mächtigen Porphyroiden verzahnt („Comelico-Porphyroid"). Altersgleich dürfte zumindest teilweise eine Lydit-Kieselschieferfazies sein, die freilich erst an wenigen Stellen gefunden werden konnte (z. B. Runseck südlich Birnbaum, Lesachtal).

Für die einzelnen Fazies werden häufig Lokalbezeichnungen verwendet. Der sandig-pelitischen *Uggwafazies* steht die *Himmelberger Sandsteinfazies* gegenüber, der in den westlichen Karnischen Alpen die bis 400 m mächtige *Tscharrknollen Fazies* (Psammite, Quarzite, Grauwacken) entspricht. Sie gehört wie andere Klastika zur *Val Visdende Gruppe,* die insgesamt den lateralen Übergang vom oberordovizischen Comelico-Porphyroid zur Normalentwicklung kennzeichnet. In stark wechselndem Umfang beinhaltet die Val Visdende Gruppe bis 500 m mächtige Vulkanoklastite *(„Roßkar-Konglomerat"),* die im Osten bis zur Mauthner Alm reichen, die *Fleons-Grauwacken* mit Vulkanit-Komponenten, weiters helle Sandsteine, Quarzite und schließlich Bryozoenschiefer. Die Untergrenze dieses mindestens 600 m mächtigen Schichtstoßes ist bisher nicht bekannt. Die früher ebenfalls ins Ordovizium gestellte Plengefazies hat vermutlich karbonisches Alter.

Eine Annäherung aller Fazies, verbunden mit dem Einsetzen von Karbonatgesteinen (Cystoideenkalken, Tonflaserkalken), vollzieht sich im Ashgill.

In den Westkarawanken gleicht die Ausbildung des Oberordoviziums dem der östlichen Karnischen Alpen. Im Seeberger Gebiet treten hingegen im Liegenden des Silurs bis 60 m mächtige Tuffe und saure Ignimbrite auf. Diese Verhältnisse erinnern an die westlichen Karnischen Alpen, sodaß vermutet werden könnte, daß der Comelico-Porphyroid und die Ignimbrite von Trögern gleich alt sind.

Am Ende des Ordoviziums sind in den Südalpen in auffallender Übereinstimmung mit anderen Gebieten regressive Tendenzen im Sedimentationsbild festzustellen. H. Jaeger et al. (1975) und H. Jaeger & H. P. Schönlaub (1977) führen sie auf glazio-eustatische Meeresspiegelschwankungen und Krustenbewegungen zurück, die ab jüngstem Ordovizium in Erscheinung treten.

Silur

Entgegen älteren Meinungen stellen die Unteren Schichten den Beginn des transgressiven Zyklus im Silur dar. Ihre Stellung an der Basis des Llandovery wurde neuerdings durch Graptolithenfunde fixiert. In der Schalenfazies ist demgegenüber erneute Sedimentation frühestens ab dem mittleren Llandovery nachzuweisen, in extremen Fällen kann sogar Obersilur über Ordoviz liegen.

Das transgressive Silur liegt zwar immer konkordant, stets aber diskonform über Ordovizium. Je nach Intensität der vorangegangenen Vertikalbewegungen treten dazwischen Schichtlücken unterschiedlicher Dauer auf. Auffallende Gegensätze bestehen im Llandovery: So können die Äquivalente dieses Zeitabschnittes auf wenige Dezimeter kondensiert sein oder völlig fehlen; im Cellon-Profil geben beispielsweise kohlige Horizonte über den *Unteren Schichten* Hinweise auf zeitweises Trockenfallen des Sedimentationsraumes. Dem stehen im Nölblinggraben gleichzeitig *Graptolithenschiefer* mit Mächtigkeiten von 50–60 m gegenüber (H. Jaeger & H. P. Schönlaub, 1977)! Daraus folgt, daß in erster Linie tektonische Ereignisse das Bild des Silurs prägen. Geröllhorizonte mit Kristallinkomponenten, Rutschstrukturen und gradierte Bänke geben dieser Vorstellung, die ebenfalls für die Karawanken gilt, auch aus dem sedimentären Bereich recht. Danach ist die *Wolayer Fazies* durch silurische Schichtfolgen im Schwellenbereich charakterisiert; die *Plöckener Fazies* setzt hingegen

normal an der Basis des Silurs ein, ist jedoch innerhalb des Llandovery sehr lückenhaft. Sie wird durch einen bunten Wechsel verschiedener Kalktypen, insbesondere im tieferen Teil gekennzeichnet (Fe-reiche Schiefer und Eisenkalke: *Trilobitenschiefer, Aulacopleurenschichten, Kokkalk*). Die *Bischofalm-Fazies* stelle die Graptolithenschiefer-Entwicklung dar, die je nach Kalkgehalt Übergänge zur Plöckener Fazies zeigen kann.

Nach H. JAEGER (1968, 1977) kündigt sich im höheren eß1 überregional ein Fazieswechsel mit Umschlag der Subsidenz an (z. B. *Cardiola-Niveau*). Er wirkt sich im Ablagerungsmilieu in der Umkehr der Mächtigkeiten zwischen Schalen- und Graptolithenschiefer-Fazies aus.

Der dominierende Fauneninhalt der einzelnen silurischen Schichtglieder spiegelt sich in der Namensgebung wider.

Devon

Kennzeichnendstes Merkmal des Devons ist die Faziesheteropie, die in den Südalpen im zeitgleichen Nebeneinander von Biogenschuttkalken mit Riffknospen, instabilen Flankensedimenten, Resedimenten, bituminösen Kalken, stark kondensierten Cephalopodenkalken und einer vom Silur fortdauernden Schiefer-Lydit-Fazies zum Ausdruck kommt. Dementsprechend gliederte sich der devonische Sedimentationsraum in Flachwasserareale mit zeitweiser Riffbildung von oft großer Mächtigkeit (viele hundert Meter), Lagunen und dazwischen liegende Becken.

Dieser faziellen Aufsplitterung entspricht auch die Änderung des Biotops (vgl. K. BANDEL, 1972, 1974; F. TESSENSOHN, 1974, u. a.). In der *Flachwasserfazies* treten vorwiegend Crinoidenschuttkalke mit Korallen, Stromatoporen, Gastropoden, Bivalven, Bryozoen, Brachiopoden und Kalkalgen (Onkolithe und Stromatolithe) auf. Mit der Reduktion der Flachwasserflora und -fauna nehmen in der Übergangsfazies zur Beckenfazies planktonische Elemente zu. In der *Flaserkalkfazies* dominiert schließlich ein pelagisches Faunenspektrum mit Cephalopoden, Tentakuliten, Foraminiferen, Radiolarien und Conodonten. Die Schiefer- und Lyditfazies, auch als *Bischofalmgruppe* bezeichnet, ist in den Karnischen Alpen graptolithenstratigraphisch bis zur Monograptus hercynicus-Zone belegt; ob diese Fazies höher reicht und vielleicht mit oberdevonischen Lyditen zu verbinden ist, kann derzeit noch nicht sicher entschieden werden. Fest steht aber, daß auch in den Westkarawanken im Mitteldevon Lydite und Schiefer abgelagert wurden und ein Teil der Seebergschiefer ebenfalls ins Unter- und Mitteldevon gehört (J. LOESCHKE & J. ROLSER, 1971; F. TESSENSOHN, 1974).

Während in den Karnischen Alpen ab dem späten Frasne ein Faziesausgleich zugunsten einer pelagischen Entwicklung eintritt, die stellenweise bis ins Visé andauern kann, ist in den Karawanken gleichzeitig eine Tendenz zur Heraushebung des Sedimentationstroges festzustellen. Dies betrifft vor allem die Flachwasserräume, in denen im Oberdevon II generell das Riffwachstum endet. Im Beckenbereich werden dagegen im Famenne und vermutlich auch im Tournai lokal weiter Kalk abgelagert; sie wurden aber – wie unten ausgeführt wird – später größtenteils abgetragen und umgelagert (R. SCHULZE, 1968; H. P. SCHÖNLAUB, 1971b, F. TESSENSOHN, 1974).

Karbon

Das Präflysch-Stadium des älteren Unterkarbons stellt die Fortführung der pelagischen Sedimentation des Oberdevons dar. Diese Sedimente überschreiten die Grenze Devon/Karbon ohne merkbare Diskontinuität. Während in zahlreichen Karbonatprofilen der Karnischen Alpen das Unterkarbon mit Hilfe meist reicher Conodontenfaunen genau gegliedert werden kann, ist dies derzeit in der Tonschiefer-Lydit-Folge noch nicht möglich.

Für das Karbon im österreichischen Anteil der Karnischen Alpen ist die Feststellung von Bedeutung, daß zumindest örtlich bis in die Scaliognathus anchoralis-Zone, d. h. bis in die Pericyclus-Stufe, kontinuierliche Sedimentation stattfand. Diese Entwicklung wird durch maximal 20 m mächtige Kalke dokumentiert. Die Mehrzahl der Profile endet jedoch früher; in einigen Fällen wird die Frasne/Famenne-Grenze nicht überschritten. Die Frage, ob diese Erscheinung auf Omission, submarine Lösung, Erosion oder subaerischen Abtrag zurückzuführen ist, konnte bisher in den Karnischen Alpen nicht mit Sicherheit beantwortet werden, obwohl bekannt ist, daß an einigen Stellen der *Hochwipfelflysch* schwach diskordant den älteren Kalken auflagert und über den Devon-Karbon-Kalken Brekzienhorizonte auftreten können.

Die großen Fortschritte in der Stratigraphie des Unterkarbons, sei es in den Karnischen Alpen, den Karawanken, im Grazer Paläozoikum oder in der Grauwackenzone, berechtigen heute zur Annahme, daß der Umbau des Sedimentationsraums zum Flyschtrog bereits im mittleren Visé und nicht, wie früher oft vermutet, nach dem Visé erfolgt ist.

Der Prozeß des Umbaus kommt einem orogenen Akt gleich. Er verlief im sedimentären Bereich strukturprägend und bewirkte darüberhinaus eine tiefgreifende Aufarbeitung des älteren Untergrundes. Winkeldiskordanzen, Karstreliefs, Spaltenbildung, Brekzien- und Kalkgeröllhori-

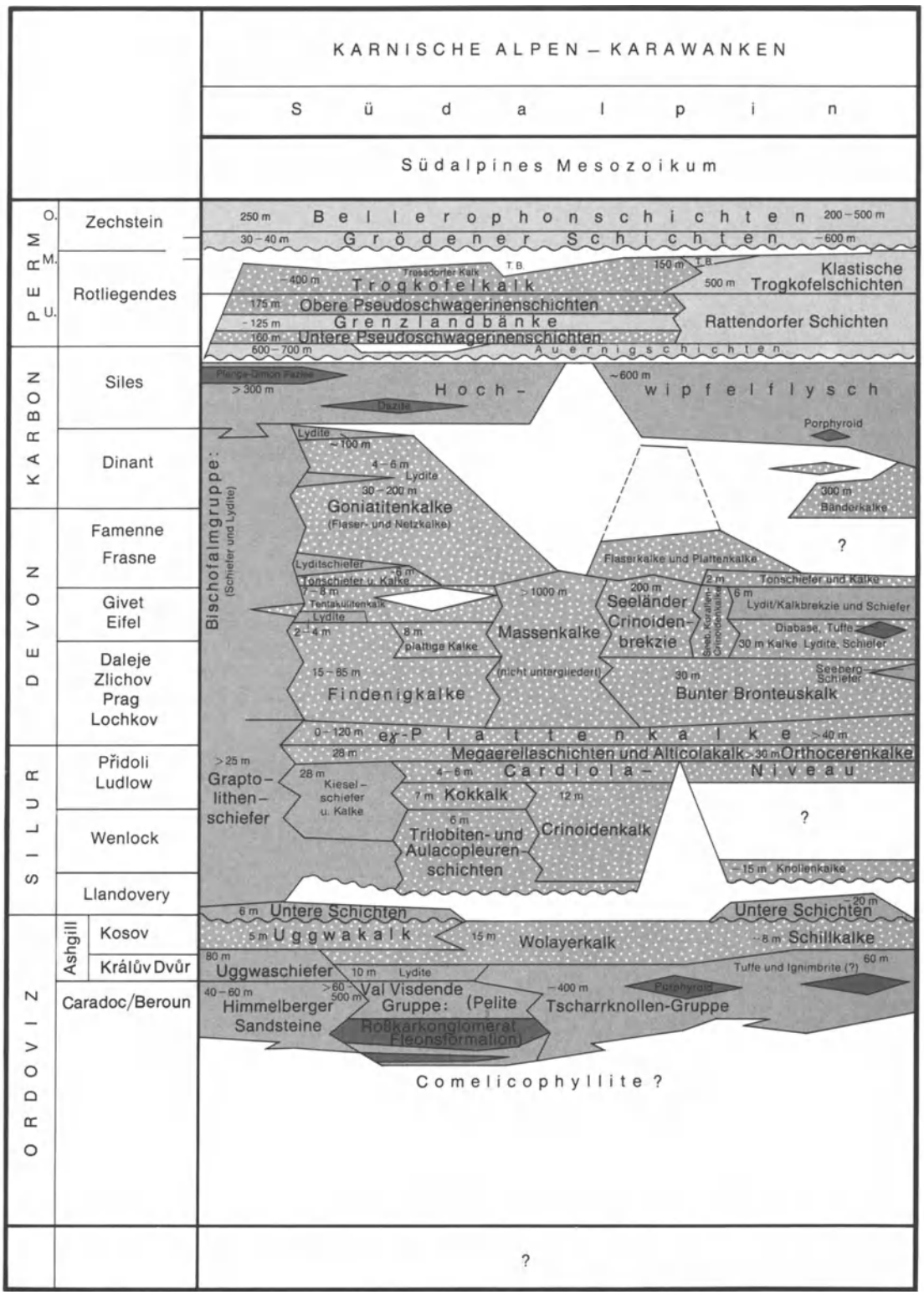


Abb. 119. Das Paläozoikum der Südalpen: Karnische Alpen, Südkarawanken (*T. B.* Tarviser Brekzie)

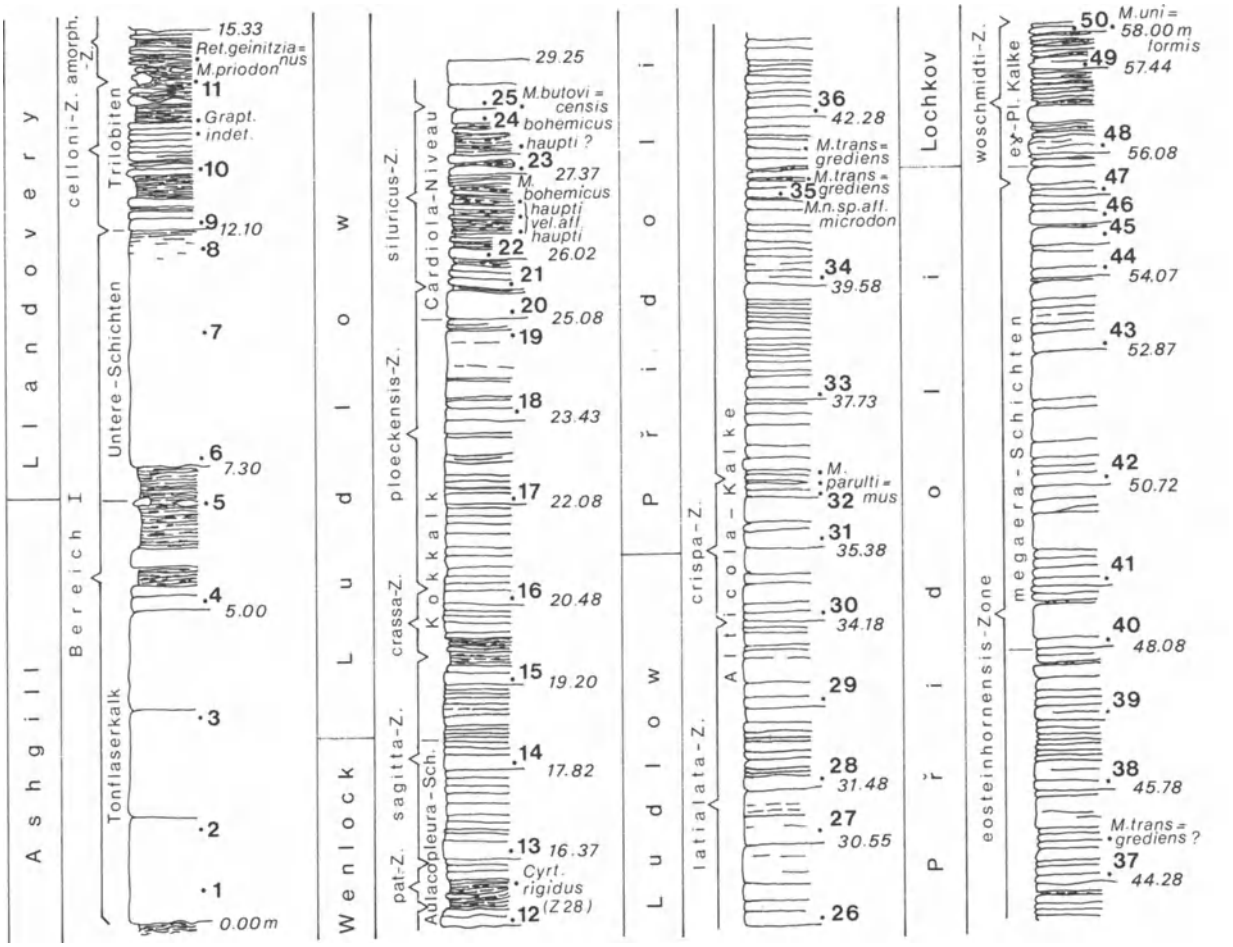


Abb. 120. Das klassische Profil des Silurs der Karnischen Alpen (Cellonetta-Lawinenriß am Plöckenpaß). Nach O. H. WALLISER (1964), ergänzt durch H. JAEGER (1975). Nummern 1–50 sind Angaben zur Conodontenbeprobung (vom Verfasser umgezeichnet)

zonte bezeugen dieses Ereignis. Im Unterkarbon IIIβ, sicher aber vor den transgressiv auflagernden Kalken der Paragnathodus nodosus-Zone ist der Umbau abgeschlossen. Im Anschluß, d. h. entweder noch im jüngsten Visé oder an der Wende zum Namur, setzte infolge der Reliefumkehr zwischen dem Hinterland und der „Karnischen Geosynklinale" (= Karnische Alpen + Karawanken) in den Südalpen Flyschsedimentation ein („Hochwipfelflysch").

Der Schwierigkeit der stratigraphischen Einordnung der weit verbreiteten „Schiefer" der Karnischen Alpen Rechnung tragend, schlugen F. KAHLER & K. METZ, 1955 den Begriff „Hochwipfelschichten" vor. Sie verstanden darunter sämtliche feinklastischen Gesteine, von denen heute aber sichere ordovizische, silurische und devonische Anteile vom eigentlichen Hochwipfelkarbon unterschieden werden können. Vielfach werden auch Vulkanite (Dazite etc.) dem karbonen Hochwipfelflysch zugeordnet. Biostratigraphische Fixpunkte innerhalb des Hochwipfelflysches lieferten palynologische Daten (F. FRANCAVILLA, 1966); sie geben einen zeitlichen Umfang von Namur B bis Westfal B an. Neben Sporen treten vereinzelt Pflanzenreste und Spurenfossilien auf (P. G. KRAUSE, 1906; F. TESSENSOHN, 1971).

Nach F. TESSENSOHN ist der karbone Flyschtrog der Karawanken besonders zu Beginn der Absenkung stark gegliedert. Übersteilung der Flanken, Instabilitäten und Bodenunruhen lösen zu dieser Zeit Rutschsedimente und Turbidite aus. Daneben charakterisieren häufige Einschaltungen von Fluxoturbiditen, konglomeratischen Grobturbiditen, Geröllströmen etc. das Sedimentationsbild der Auslösephase. Ihr folgt schließlich der mindestens 600 m mächtige „klassische

Flysch" mit der bekannten Wechselfolge von Grauwacken, Siltsteinen, Lyditen und Tonschiefern sowie typischen Sedimentstrukturen und Spurenfossilien (*Dictyodora* etc.).

Die Schüttung der Turbidite ist meist longitudinal nach Westen, zuweilen aber auch nach Osten ausgerichtet. Dieses Bild deutet auf einen Trog mit Ost-West-Achse, in den Turbidite fächerförmig einflossen und sich longitudinal einpendelten.

Das Material der Flyschsedimente ist größtenteils untergrundbezogen. Daneben finden sich in den Karnischen Alpen und in den Karawanken Hinweise auf schwach- bis mesometamorphe Liefergebiete. Letztere sind nach W. SCHNABEL (1976) besonders in der jüngeren Hochwipfelflysch-Zeit intensiv abgetragen worden.

3.11.2.1.2. Der Oberbau (Oberkarbon, Perm)

Jüngeres Oberkarbon

Die transgressive Auflage des postvariszischen Deckgebirges über dem gefalteten und verschuppten Unterbau ist in den Südalpen seit langem bekannt (vgl. F. TESSENSOHN, 1968; A. FENNINGER et al., 1976). Die Transgression der Auernigschichten erfolgte ab dem Kasimov (älteres Stefan; K. L. GAURI, 1965; W. REMY, 1969; F. FRANCAVILLA, 1974) durch Geröllströme, die lokale und an Brüche gebundene Senken auffüllten. Die anschließende Normalsedimentation griff über diese Randbildungen des Karbonbekkens hinweg (A. FENNINGER et al., 1976).

Die maximal 700 m mächtigen Auernigschichten werden nach ihrem Anteil an Karbonateinschaltungen nach Vorschlägen von F. HERITSCH et al., 1934, in folgende fünf Schichtgruppen untergliedert:

Obere kalkarme Schichtgruppe
Obere kalkreiche Schichtgruppe
Mittlere kalkarme Schichtgruppe
Untere kalkreiche Schichtgruppe (Nölbling- und/oder Watschiger Gruppe)
Untere kalkarme Schichtgruppe (Waidegger- und Waschbühel-Gruppe).

Während die Hauptverbreitung der tieferen Gruppen westlich des Naßfeldpasses liegt, sind die höheren Gruppen am Naßfeld detailliert untersucht worden. Aufgrund fazieller Unterschiede in beiden Räumen ist es derzeit jedoch nicht möglich, eine befriedigende Parallelisierung zwischen beiden Vorkommen durchzuführen.

Mit den Karbonatgesteinen in unregelmäßigem Wechsel treten in verschiedener Mächtigkeit in den Auernigschichten klastische Gesteine auf, die alle Übergäne von Tonschiefern bis zu Konglomeraten zeigen. Das Sedimentationsgeschehen läßt jedoch kein zyklisches Verhalten erkennen. Ein charakteristisches Schichtglied der Auernigschichten sind die bis 30 m mächtigen Quarzkonglomerat-Einschaltungen, deren mehr oder weniger monomikter Geröllbestand auf stete Reifung längs einer Küste hinweist. Sedimentstrukturen erlauben derzeit noch keine exakten Aussagen über Schüttungsrichtungen. Immerhin kann aber aufgrund von Schwermineraldaten und Quarzgeröllen auf saure magmatische Ausgangsgesteine geschlossen werden, die aus einem durch die variszische Orogenese geschaffenen Liefergebiet stammen, das sich von dem des Hochwipfelflysch erheblich unterscheidet. Erste Untersuchungen von A. FENNINGER & K. STATTEGGER (1977) weisen zwar auf den schwach metamorphen, ordovizischen Sockel der westlichen Karnischen Alpen als Schuttlieferant hin, doch kommen dafür sicher auch größere Areale des variszischen Kristallins im Norden in Frage.

Dem lithologischen Wechsel folgend, kommt es in den *Auernigschichten* zu einer mehrfachen Wiederholung von marinen Faunen und Landpflanzen. Dieser nahezu weltweit bekannte Rhythmus wird als Auernigrhythmus bezeichnet, der u. a. als Ausdruck verschieden großer Transportkraft des Wassers, der Anlieferung vom Land her und der Umlagerung längs einer Küste, verbunden mit der biogen gesteuerten Bildung von Kalkbänken, verstanden wird (vgl. F. KAHLER, 1955; A. FENNINGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1972).

Kennzeichnende Faunen- und Florenelemente des jüngsten Karbons sind Algen, Fusulinen und andere Foraminiferen, Sphinctozoen, Korallen, Conulaten, Bivalven, Gastropoden, Bryozoen, Brachiopoden, Trilobiten sowie Echinodermaten. Terrestrische Florenelemente treten teilweise gehäuft in feinklastischen Gesteinen auf.

Perm

Äquivalente des Perms treten in den Karnischen Alpen und in den Karawanken im Verband mit südalpiner Trias oder von ihr tektonisch getrennt auf. In der Umgebung des Naßfelds erreichen sie eine maximale Mächtigkeit von 1200 m; hier bauen sie markante Kalkmassive auf (Trogkofel, Zweikofel etc.) oder formen entsprechend ihrer Lithologie sanftere Kuppen. Im Seeberger Aufbruch überwiegen die klastischen Schichtglieder des Perms; die Hauptvorkommen von Trogkofelkalk und Tarviser Brekzie sind hier dem Gipfel der Koschuta im Südosten vorgelagert.

Die *Rattendorfer Schichten* (F. HERITSCH et al., 1934) des älteren Unterperms (Assel-Stufe) umfassen klastische und karbonatische Gesteine. Nach ihrer lithologischen Ausbildung und den

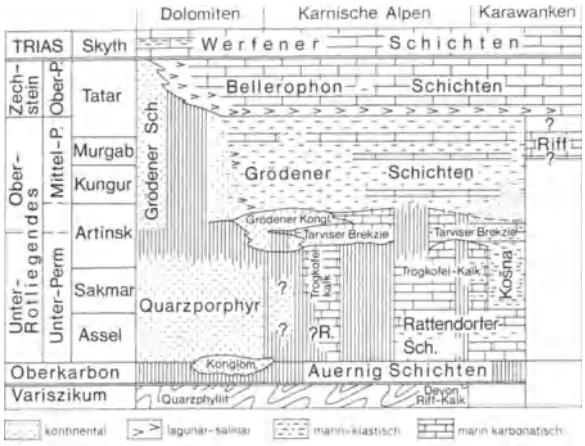


Abb. 121. Die Gliederung des Perms in den Dolomiten, den Karnischen Alpen und in den Karawanken (nach W. BUGGISCH, 1978, Ausschnitt)

charakteristischen Fusulinen können sie in die *Unteren Pseudoschwagerinenschichten* (mit *Pseudoschwagerina alpina* F. & G. KAHLER), *Grenzlandbänke* (mit *Pseudoschwagerina confinii* F. & G. KAHLER) und in die *Zellia*-führenden *Oberen Pseudoschwagerinenschichten* untergliedert werden. Ihnen kommt die Bedeutung von „formations" zu.

Die bis 160 m mächtigen Unteren Pseudoschwagerinenschichten, die auch in den Karawanken (Koschuta-Basis) durch Fusulinen nachgewiesen sind, kennzeichnen aufgrund ihrer litho- und biofaziellen Merkmale zyklische Abfolgen mit transgressiven und regressiven Tendenzen (Klastika, Kalke). Sie stellen Ablagerungen im küstennahen, bathymetrisch gegliederten Innenschelfbereich dar. Nach diesem Sedimentationsverhalten unterscheiden sie sich von den Auernigschichten, die wohl lithologische Ähnlichkeiten mit den Unteren Pseudoschwagerinenschichten aufweisen, jedoch einen noch stärkeren Festlandseinfluß erkennen lassen und daher eine andere paläogeographische Situation widerspiegeln. Wie im jüngsten Karbon geben die Schwerminerale in den Klastika Hinweise auf saure Intrusiva und schwach metamorphe Komplexe im Hinterland. Letztere treten nach oben zu stärker in Erscheinung.

Die Grenzlandbänke, bisher aus dem österreichischen Anteil der Südalpen nur aus den Karnischen Alpen durch Fossilien belegt, sind eine klastische Entwicklung und werden maximal 125 m mächtig. Sie können als rekurrente Fazies der kalkarmen Schichtgruppen der Auernigschichten aufgefaßt werden und deuten wie diese einen hochenergetischen Ablagerungsraum mit wechselnden Strömungsverhältnissen in Küstennähe an. Die Transportrichtung pendelt zwischen Nord-Süd bzw. Süd-Nord, ein Umstand, der auf eine Ost-West verlaufende Küstenlinie schließen läßt.

Für die Grenzlandbänke sind vor allem konglomeratische, linsig struierte Einlagerungen innerhalb feinklastischerer Partien charakteristisch; Kalkbänke treten hingegen stark zurück. Während im tieferen Anteil noch das gleiche Liefergebiet wie in den Unteren Pseudoschwagerinenschichten schütten dürfte, tritt nach oben zu ein Einfluß von sauren Eruptiva hinzu (G. F. TIETZ, 1975). Dieser Wechsel geht offenbar einher mit der nun von Nord nach Süd gerichteten Schüttung klastischer Gesteine.

In den bis 175 m mächtigen Oberen Pseudoschwagerinenschichten überwiegen Kalke, nur im basalen Teil treten grobklastische Einschaltungen auf. Die Dominanz von generell vielfältigeren und artenreicheren Faunen und Floren im Vergleich zu den tieferen Schichten spricht für einen gut durchlichteten Ablagerungsraum am stetig absinkenden Außenschelf. Regelmäßig wiederkehrende Organismen-Assoziationen könnten hierbei eine laterale ökologische Zonierung andeuten, die der Verschiebung der Küstenlinie entsprechen könnte.

Die *Trogkofelkalke* (= karbonatische Trogkofelschichten) gehen aus den gebankten Oberen Pseudoschwagerinenschichten hervor. Es handelt sich um maximal 400 m mächtige, massige und meist helle Kalke mit Brachiopoden, Korallen und Algen. Mikrofaziell können Tubiphyten-Biomikrite, Tubiphyten-Bryozoen-Intrabiomikrite und Biosparite mit Dasycladaceen unterschieden werden, die sich in wechselnder Menge am Aufbau der als Schelfrand-Riffe gedeuteten Karbonate beteiligen. Dieser Fazies ist am Außenschelf eine Plattform-Entwicklung mit gebankten Kalken, Einschaltungen von Sandsteinen und Quarzkonglomeraten benachbart, die z. T. über das Wachstum der „Trogkofel-Riffe" andauern kann.

Der Karbonatentwicklung gegenüberstehend, werden mit wahrscheinlich größerer Ausdehnung im küstennahen Innenschelfbereich abgelagerte *„Klastische Trogkofelschichten"* beschrieben, die bis 500 m mächtig werden. Ihre Verbreitung ist bisher nur in Slowenien sicher nachgewiesen, doch mehren sich Anzeichen, daß diese Entwicklung über den Wurzenpaß bis in den Raum des Naßfelds ausgreifen könnte.

Im Mittelperm tritt in dieser Entwicklung eine Zäsur ein. Sie wird durch synsedimentäre Bruchtektonik eingeleitet, die im Zusammenhang mit der Saalischen Phase an der Wende Unter-/Mittelperm steht und die permische Karbonatplattform zerlegt. Als Folge submarinen Abtrags und

subaerischer Erosion kommt es örtlich zur Bildung von Brekzien und Konglomeraten („Tarviser Brekzie"), die vorwiegend aus Lokalschutt zusammengesetzt sind.

Die *Tarviser Brekzie* geht im Hangenden meist unscharf in die *Grödener Schichten* über. Dieses durch seine intensive Rotfärbung auffallende Schichtglied erreicht in den Karnischen Alpen und Westkarawanken eine Mächtigkeit von 30–60 m. Es besteht hier zu 50–70% aus karbonatreichen Ton-Silten mit Dolomitlagen und Dolomitknollen, wogegen sandige Einlagerungen stark zurücktreten. Neuerdings konnte wahrscheinlich gemacht werden, daß – auch bei Annahme einer diachronen Basis – die Hauptmasse dieser Sedimente einem marinen Ablagerungsmilieu entspricht (W. BUGGISCH, 1978).

Wie W. BUGGISCH et al. (1976) zeigen konnten, transgredierte das Perm-Meer mit den Grödener Schichten – lokal mit der Tarviser Brekzie an der Basis – in den Südalpen im Anschluß an die Saalische Phase. Während die Grödener Schichten in den westlichen Karnischen Alpen diskordant auf variszisch geprägte Phyllite übergreifen, liegen sie im Osten zumeist über Unterperm. Erst im jüngeren Mittelperm war die Transgression bis nahe an die Etschlinie fortgeschritten; vorher wurden hier „terrestrische Grödener Schichten" abgelagert.

Die bis 250 m mächtigen *Bellerophonschichten* folgen im Oberperm den Grödener Schichten. Sie beginnen mit einem Wechsel von Evaporiten (Rauhwacken) und bituminösen Dolomiten, die nach ihrer Fossilführung zeitweise eine freie Verbindung zum Meer anzeigen. Darauf folgt eine restriktive Phase mit ostracoden- und radiolarienführenden Feinschlammkalken. Zuoberst schließlich folgen schillführende Dolomite, deren organischer Inhalt wieder auf eine freie Verbindung mit dem offenen Meer hinweist. Diese Verhältnisse vermitteln zwischen der Evaporit-Entwicklung im Südtiroler Küstengebiet und einem vollmarinen Milieu, das im jüngsten Perm von Südosten her erst bis in die Savefalten vorgedrungen war.

3.11.2.2. Der geologische Bau

In den Südalpen ist wiederholt versucht worden, den unterschiedlichen tektonischen Baustil zwischen dem paläozoischen Sockel und seiner mesozoischen Überlagerung aufzulösen. Diesem Bemühen waren insoferne Grenzen gesetzt, als vielerorts ausreichende stratigraphische Grundlagen fehlten und tektonische Gliederungen deshalb nicht in Einzelheiten gehen konnten. Während in den Karnischen Alpen M. GORTANI (1922, 1926, 1957) die Tektonik in Form von Brachyantiklinalen („ellipsoidi") erklärte, stellten H. R. v. GAERTNER (1931) und F. HERITSCH (1936) dieser Auffassung einen nordvergenten Deckenbau entgegen. Heute sind die Fronten zwar nicht mehr so extrem, doch bestimmen sie noch immer die Grundidee mancher tektonischer Analysen (z. B. im Plöckentunnel, vgl. P. PÖLSLER, 1967; C. CANTELLI et al., 1965, 1968).

Analogien zu den Karnischen Alpen sah F. HERITSCH in den Karawanken, betonte allerdings, daß hier alpidischen Bewegungen größere Bedeutung als in den Karnischen Alpen beizumessen sei und die variszischen Diskordanzen durch die nordvergente Tektonik der Steiner Alpen (Südkarawanken) überall verwischt seien.

Ein weiteres Problem aller Lösungsversuche liegt darin, daß in der Vergangenheit die Verhältnisse in gut durchgearbeiteten Räumen, wie z. B. in den zentralen Karnischen Alpen, überbewertet wurden und auf größere Gebiete übertragen wurden. Heute ist klar, daß erst durch weitere Fortschritte der Stratigraphie in Räumen mit klastischer Sedimentation und nach Abschluß einer detaillierten Kartierung die Tektonik und die paläogeographischen Zusammenhänge einer Klärung näher geführt werden können.

In gleicher Weise, wie gegen Westen (= Lesachtal) eine Zunahme der Metamorphose festzustellen ist, haben auch die tektonisch tiefsten Einheiten eine starke Umkristallisation erfahren. Sie äußert sich in meist sterilen Bänderkalken sowie Schiefern mit phyllitischem Habitus und verstärkt sich generell mit Annäherung an das Periadriatische Lineament.

Im Deckenkonzept von H. R. v. GAERTNER und F. HERITSCH kommt dem Hochwipfelflysch die Bedeutung eines Deckenscheiders zu. Diese Vorstellung kann heute nur mehr bedingt aufrecht erhalten werden, da durch das verschiedene Alter der Schieferentwicklung in den Karnischen Alpen örtlich die Möglichkeit von ursprünglichen Verbänden und damit eine Reduktion der angenommenen neun Decken angedeutet wird. Darüber hinaus ist die Gültigkeit eines derartigen Deckenschemas in den Karnischen Alpen grundsätzlich in Frage zu stellen; ein Problem, das sich aus der Erkenntnis und mechanischen Auflösung des „Zentralkarnischen Bogens" gerade in jenem Gebiet ergibt, in dem die Deckengliederung zuerst entwickelt wurde.

Eine tektonische Gliederung des westlichen Gebirges ist mangels Spezialaufnahmen und bei fast völligem Fehlen von stratigraphischen Daten nicht ausreichend gesichert. Wie Übersichten älterer Bearbeiter gezeigt haben, dominiert im Westen des Wolayertales und des Giramondo-Passes eine Schieferfazies, zu der auch vulkano-

klastische Gesteine treten. Der etwa 30 m mächtige „Silurkalk" G. GEYERs von Winnebach stellt die Fortsetzung der Karnischen Alpen über das Pustertal nach Westen dar und steht im Süden des Periadriatischen Lineaments mit den Pustertaler- und Brixener Quarzphylliten in Verbindung. Der Altersumfang dieser Komplexe ist weiterhin ungeklärt.

Bei Winnebach fehlt das Gailtaler Kristallin, so daß hier die Karnischen Alpen – nur durch das Periadriatische Lineament getrennt – an den Drauzug grenzen.

Von Sillian nach Osten weitet sich der Bau der Karnischen Alpen. Dies kommt in einem Divergieren des Generalstreichens zwischen den Kalkzügen und dem Nordrand des Gebirges zum Ausdruck. Erst im Schiefergebiet zwischen Tilliach und der Bordaglia-Störung läuft das Streichen dem Nordrand parallel. Zusätzlich schalten sich im Lesachtal Gailtalkristallin, Tonalit-Lamellen und Permotrias-Schollen in der Grenzzone zwischen den Karnischen Alpen und dem Drauzug ein.

H. SCHMIDT (1930) versuchte, die Stratigraphie und Tektonik südlich des Lesachtals durch Verfolgung einzelner „Gesteinsstreifen" zu erfassen. Dies gelang in dem Maße, als keine tektonischen Komplikationen auftraten. So läßt sich ein südlicher „Pfannspitz-Streifen" mit Oberordoviz (Quarzite, Porphyroide, Arkosen, Grauwacken etc.) abtrennen, der im Süden der Porze, des Wildkarlecks, der Pfannspitze und des Eisenreich über den Helm nach Westen streicht. Die zur Val Visdende Gruppe gehörende Gesteinsgesellschaft steht im Hangenden im Verband mit silurischen Schwarzschiefern und devonischen Kalken („Königswand- oder Hauptkalkstreifen"), die den Grenzkamm Porze-Königswand-Eisenreich bilden und faziell der Entwicklung um den Plöckenpaß nahestehen. Im Norden dieses Streifens tritt vermutlich stärkere Schuppung auf, die zur Annahme führt, im Kalkzug der Liköflwand und ihrer Fortsetzung über die Gatterspitze nach Westen ein tektonisch stark gestörtes Äquivalent der südlichen Folge zu sehen. Der „Eisenreich-Streifen" mit der erwähnten Tscharrknollen-Fazies könnte hierbei das normale Liegende bilden. An die Liköflwand schließen nach Norden die Schuppenzone des Purpurriegels an (nach H. SCHMIDT Spezialfalten); ebenso der Schieferzug des „Hocheck-Streifens" mit dünnen Kalk- und Quarziteinlagerungen sowie der gleichfalls aus Schiefern bestehende „Bösring-Streifen".

Die Randzone gegen das Lesachtal wird von dunklen, fast schwarzen, phyllitischen Schiefern unbekannten Alters aufgebaut, die mit sandigen, kalkigen und serizitischen Lagen wechseln und steil nach Süden einfallen. Sie grenzen – im Seebachgraben bei Untertilliach gut aufgeschlossen – an 180 m mächtige Tonalitmylonit-Lamellen, die ihrerseits vom nördlichen Gailtalkristallin (staurolithführende Paragneise, Granatglimmerschiefer etc.) durch eine Mylonitzone getrennt werden.

Der oben erwähnte südliche Kalk-Schieferkomplex setzt nach Osten fort. Hier verzahnen die Tscharrknollen-Quarzite mit bis 400 m mächtigen Tuffkonglomeraten im Roßkar, die nach A. ZANFERRARI (mdl. Mitt.) geplättete Gerölle von Quarziten, grünen Peliten, Diabasen, Diabas-Porphyriten und roten Hornsteinen führen. Am nördlichen Heretkofel folgt nach einer Störung ein zweiter Zug ähnlicher konglomeratischer Bildungen, die quarzitischen Schiefern der Fleons-Formation und grünen Peliten zwischengeschaltet sind. Daran schließt eine eintönige Schieferfolge gegen den Hohen Bösring an, deren Lagerung gegen Norden zu allmählich in ein Südfallen wechselt.

Östlich von Val Visdende erscheinen in vermutlich analoger Position wie im westlichen Zug von der Porze zur Königswand erneut mächtige Kalke, zu denen die Hartkarspitze, Torkarspitze, Hochalpelspitze, Mt. Peralba (Hochweißstein), Mt. Avanza, Mt. Navagiust und die Kreuzleitenhöhe zählen. Letztere ist durch eine Schollenreihe mit dem Devonkalk der Wadecken an der Westflanke des Wolayer Tales in Verbindung. Wenn auch im einzelnen Faltung und Schuppung eine örtlich komplizierte Detailtektonik deutlich machen, scheinen dennoch im großen Rahmen die Verbandsverhältnisse gewahrt: So wurde von allen bisherigen Bearbeitern der Raudenspitz-Steinwandzug mit seinen mehr oder weniger stark laminierten Fleons-Grauwacken (R. PELLIZZER & L. TOMADIN, 1962; G. C. CARLONI, 1971) dem Ordovizium zugeordnet und auf die Ähnlichkeit einzelner Lagen mit dem Caradoc des Uggwagrabens hingewiesen (F. HERITSCH, 1936, u. a.). Ihnen sind im Süden die erwähnten Kalke vorgelagert, die an ihrer nördlichen Basis häufig mit Kieselschiefern beginnen (Mt. Peralba, Ciadenis, Hochalpeljoch etc.) und hangend in fleischrote, gebänderte Flaser- und Netzkalke überleiten; am Mt. Avanza fand M. GORTANI 1924 in grauen Partien verkieselte Korallen des Unterdevons.

Das Alter der südlich verbreiteten Schiefer im Tal von Avanza ist weiterhin ungeklärt. Während sie P. VINASSA DE REGNY (1913) und M. GORTANI (1921a) ins Oberkarbon stellten, vermuteten F. HERITSCH (1936), R. SELLI (1963) und G. C. CARLONI (1971) ordovizisches Alter. Uns scheint eine normale Auflage auf das Devon wahrscheinlicher, zumal auch die Lithologie Übereinstimmung mit einer Schieferentwicklung

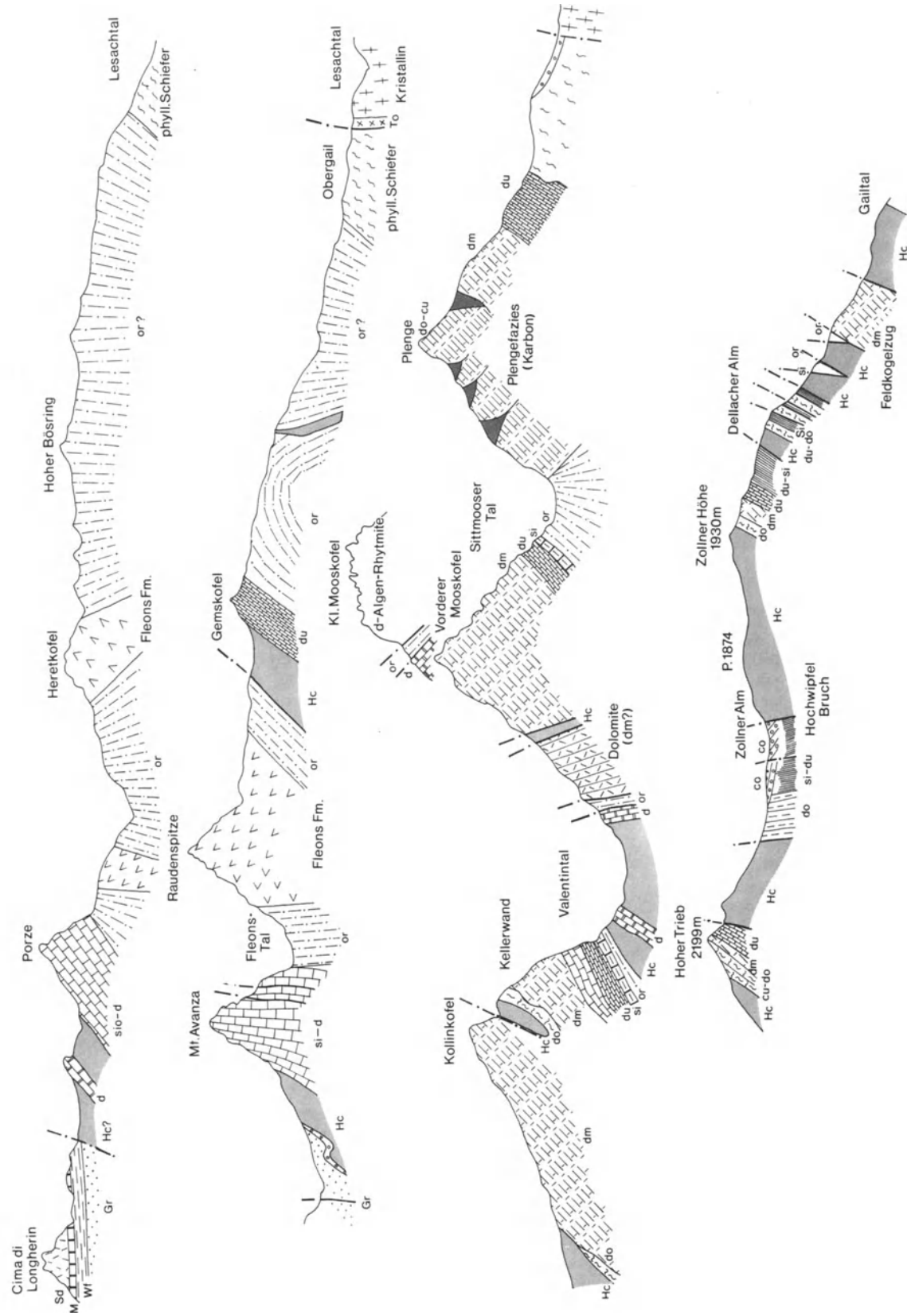


Abb. 122. Profilserie durch die westlichen und zentralen Karnischen Alpen nach F. HERITSCH, 1936, H. R. v. GAERTNER, 1931 und Aufnahmen des Verfassers (Valentintal, Mooskofel, Plenge sowie das Profil Hoher Trieb – Zollner Höhe – Gailtal); *or* Ordoviz, *si* Silur, *sio* Obersilur, *d* Devon, *du* Unterdevon, *dm* Mitteldevon, *do* Oberdevon, *cu* Unterkarbon, *co* Oberkarbon, *Hc* Hochwipfelkarbon, *Gr* Grödener Schichten, *Wf* Werfener Schichten, *M* Muschelkalk, *Sd* Schlerndolomit, *To* Tonalit

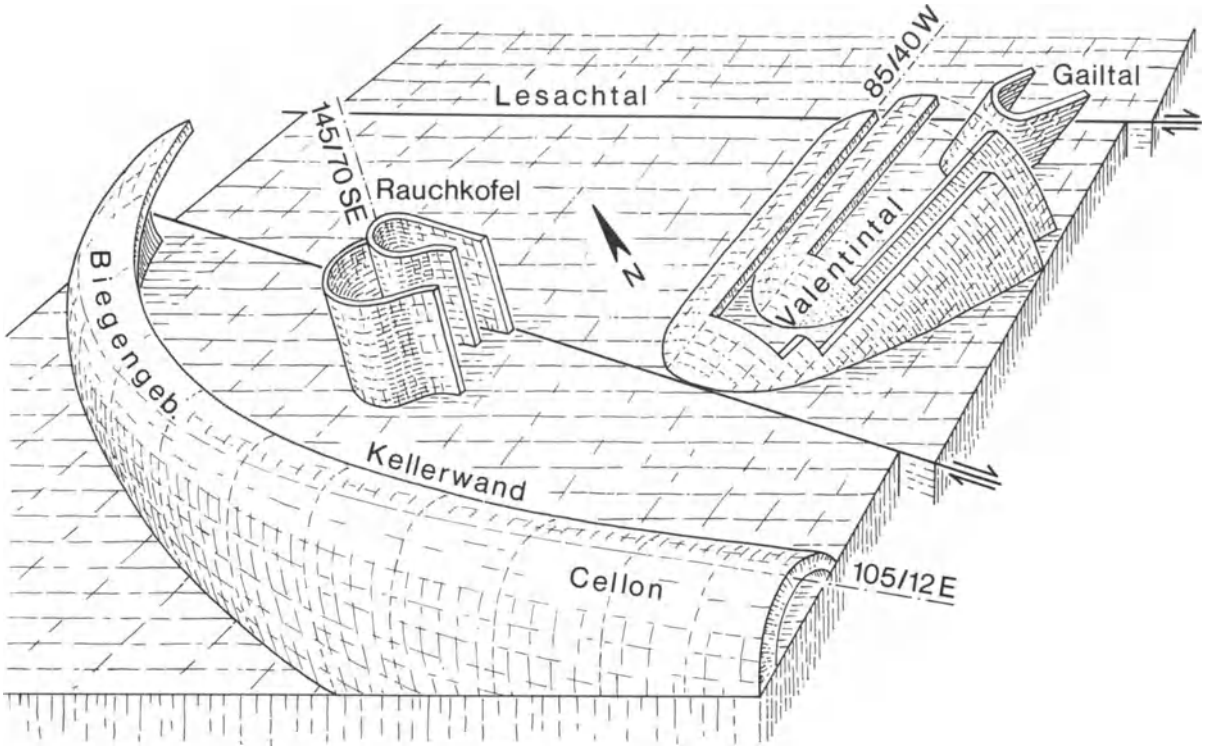


Abb. 123. Die Tektonik des „Zentralkarnischen Bogens" als Ausdruck von Lateralbewegungen längs der Gailtallinie (stark schematisiert unter Hervorhebung der tektonischen Hauptstrukturen)

zeigt, die zwischen dem charakteristischen Hochwipfelflysch und der Dimonfazies vermitteln dürfte (= Plengeserie älterer Autoren).

Die WNW-streichenden Fleons-Grauwacken der Steinwand, des Edigon, der Raudenspitze und der Hochspitze grenzen im Norden tektonisch an Gesteine, die bereits von F. HERITSCH (1936) für Hochwipfelkarbon gehalten wurden. Sie bilden hier die Flanken eines Gewölbes, in dessen Kern schwach metamorphe, silurische und devonische Kalke in Plöckener und Rauchkofel-Fazies erscheinen. Dieser Zug setzt mit flachen, Ost-West streichenden Achsen bei den Schulternköpfen ein und streicht über Sonnstein – Gemskofel – Mittagskofel bis zur Ostflanke des Stallonkofels, an der Caradoc-Sandsteine im Kern einer Antiklinale tektonisch mächtigen, gebänderten Flachwasserkalken in der westlichen Fortsetzung der Plenge aufruhen. Wie H. P. SCHÖNLAUB (1973 d) zeigen konnte, folgen über den Gesteinen des Caradoc Lydite, Ashgill-Tonflaserkalke, Untere Schichten und eine Kieselschiefer/Kalk-Wechselfolge, die vermutlich an der Grenze zum Devon in eine Schieferentwicklung überleitet. Die Schwierigkeit, diese Schiefer am Kamm Säbelspitze – Stallonkofel – Nostra Alm zu gliedern und räumlich abzugrenzen, liegt darin, daß im Hangenden unterkarbonischer Kalke und Lydite auf der Plenge – und demnach auch in ihrer südwestlichen Fortsetzung – eine ähnliche, jedoch karbonische Schieferfolge auftritt, die zwischen der Nostra Alm und dem Stallonkofel mit den oben erwähnten ordovizischen Schiefern in Kontakt tritt.

Zwischen dem Kristallin des Lesachtals und den oben beschriebenen Kalken und Schiefern des Zuges Schulternköpfe – Stallonkofel treten mannigfaltige Gesteine auf, so die von A. ZANFERRARI (1976) bekannt gemachte, 4–60 m mächtige und vom Obergailtal bis zum Wolayertal reichende Permoskyth-Synklinale, die tonalitische Lesachtal-Masse (F. P. SASSI & A. ZANFERRARI, 1973), die im Osten im Niedergailtal endet, und ein mehrere 100 m mächtiger Komplex dunkler Schiefer mit Tuffeinschaltungen, geringmächtigen Kalken und schwarzen Lyditen (H. P. SCHÖNLAUB, 1973 d).

Die Bordaglia-Störung gehört zu einer Serie von Querstörungen, die die Karnischen Alpen mit SW-NE-Orientierung durchsetzen. Sie ist, wie schon F. FRECH und R. SCHWINNER erkannt haben, ein Ausläufer der Val Sugana-Linie. Durch Einbeziehung von Mesozoikum in die Tektonik (Bordaglia-Keil) ist ihr alpidisches Alter erwiesen. Auf österreichischer Seite teilt sie

sich in zwei Äste, die am Giramondo-Paß nach ENE umbiegen und beiderseits der Wadecken-Kalke in das Schulterbachtal bzw. über die Südwest-Flanke der Plenge in das hintere Sittmoosertal und die Mauthner Alm ins Gailtal streichen. Die nördliche Linie stellt zugleich die östliche Fortsetzung jener Störung dar, die den Raudenspitz-Steinwand-Zug (Ordoviz) gegen die nördlichen Schiefer und Kalke abgrenzt und am Kreuzleitjoch (= P. 2082 südlich der Säbelspitze) die vom Westen heranstreichenden Fleons-Grauwacken amputiert; im Osten erscheinen die gleichen Gesteine erst wieder am Nordfuß des Mooskofels und im Nordwesten der Mauthner Alm im Verband mit Bryozoenschiefern und unter Ashgill-Tonflaserkalken (H. P. SCHÖNLAUB, 1977).

Das klassische Gebiet des südalpinen Paläozoikums erstreckt sich zwischen dem Biegengebirge im Westen und dem Kronhofgraben im Osten. Hier liegen zugleich die höchsten Gipfel der Karnischen Alpen (Hohe Warte 2780 m, Kollinkofel 2742 m, Seekopf 2554 m, Rauchkofel 2460 m, Gamskofel 2526 m, Mooskofel 2359 m, Plenge 2372 m, Cellon 2238 m, Polinik 2331 m, Köderhöhe 2228 m, Blaustein 2194 m).

Die eindrucksvolle geologische Landschaft resultiert aus der Vormacht der Karbonatentwicklung, die auf (heute) engem Raum durch verschiedene Fazies repräsentiert wird, kontinuierlichen und zugleich litho- wie biofaziell gut gliederbaren Profilen, örtlich reicher Fossilführung und letztlich auch einer komplizierten Groß- und Detailtektonik, die das Ergebnis einer Aufprägung alpidischer Tektonik auf einen variszischen Faltenbau ist.

Das Biegengebirge setzt westlich der Oberen Wolayeralm mit NNE-SSW-Streichen ein, das gegen Osten zu allmählich in eine E-W-Richtung wechselt, die den markanten Cellon-Kellerwand-Zug beherrscht, um von hier über Kleiner Pal – Freikofel – Großer Pal – Piz Timau in eine ESE-Richtung umzuschwenken. Abgesehen von einzelnen Quer- und Längsbrüchen ist sowohl vertikale als auch laterale Kontinuität gegeben, die in durchgehenden Schichtfolgen vom Ordoviz bis in das Oberkarbon (auf italienischem Gebiet bis ins Mesozoikum) zum Ausdruck kommt und zugleich einen auffallenden Fazieswechsel von Flachwassersedimenten im Westen in Bereiche des tieferen Wassers im Osten zeigt. Wie bereits bei H. R. v. GAERTNER (1931) angedeutet wird – und östlich des Plöckenpasses augenscheinlich ist – bildet der oben erwähnte Zug des Grenzkammes im Osten ein zumeist nordvergentes Gewölbe mit 12° nach Osten geneigten Achsen (Abb. 123), dessen Nord- und Südschenkel faziell voneinander erheblich abweichen. Zum Nordschenkel gehören Teile des Seekopf-Sokkel-Profils, des Valentintörls, die Basisschichtfolge der Kellerwand an der Oberen Valentinalm, die Schichtfolge unter der Cellonalm und die Nordprofile des Kleiner Pal – Freikofel – Großer Pal – Piz Timau Zuges. Ihr wesentlicher Unterschied zum Südflügel des Sattels ist die stark reduzierte Schichtfolge.

Der Nordflügel hängt unter der normalen Auflage von Hochwipfelflysch („Angertalmulde") im Norden mit faziell gleichen Gesteinen zusammen, die eine weitere Antiklinalstruktur mit vorwiegend steiler Achsenebene und wechselnd geneigten Achsen bilden und vom Rauchkofel über Untere Valentinalm, Heldenfriedhof an der Plöckenstraße, Elferspitz nach Osten in den Kronhofgraben verfolgt werden können. Sie grenzen an eine sehr markante, E-W verlaufende Bewegungszone (vgl. R. SELLI, 1963), die das Gamskofel- und Mooskofel-Devon im Süden abschneidet, den Graben südlich der Himmelberger Alm nachzeichnet und über das Spielbodentörl und die Würmlacher Alm nach Osten bis über den Nölblinggraben beobachtet werden kann. Diese Störung trennt zwei grundverschiedene Baupläne im Norden und im Süden: während in der Umgebung des Plöckenpasses und weiter gegen Osten ein nordvergenter Faltenbau mit flachen Achsen die Tektonik bestimmt, ist der Nordbereich durch einen Deckenbau mit mindestens vier Einheiten (H. P. SCHÖNLAUB, 1977) charakterisiert, der zusätzlich um steile Achsen verformt ist und eine Großfalte bzw. Schlinge beschreibt, deren Schenkel nahezu parallel zueinander stehen.

Die steilachsige Tektonik ist nicht allein auf die Flanken des Valentintales beschränkt, sondern tritt in offensichtlich analoger Weise auch im Rauchkofel und im Westteil des Biegengebirges in Erscheinung, das an seinem nordöstlichen Ende in nahezu NE-SW-Richtung streicht. Hier ist jedoch nicht der vollständige Bogen erhalten wie im Valentintal, sondern nur Teile davon. Der Grund mag in den genannten Störungen liegen, wie z. B. der Bordaglia-Störung und der Störung am Südrand des Gamskofels zum Spielbodentörl, die diese Strukturen abschneiden bzw. versetzen. Dem gleichen Bauplan könnten u. a. die Aufschiebung des Gamskofels auf den Mooskofel, jene des Mooskofels auf die Kalke der Mauthner Alm und vielleicht auch die Überschiebung der höheren Polinik-Schuppe auf die tiefere zugeordnet werden.

Das oben kurz skizzierte tektonische Bild dieses Teils der Karnischen Alpen wird als „Zentralkarnischer Bogen" bezeichnet. Er beinhaltet neben alpidisch geprägten Strukturen, zu denen Brüche, Aufschiebungen, Ost-West-Bewegungs-

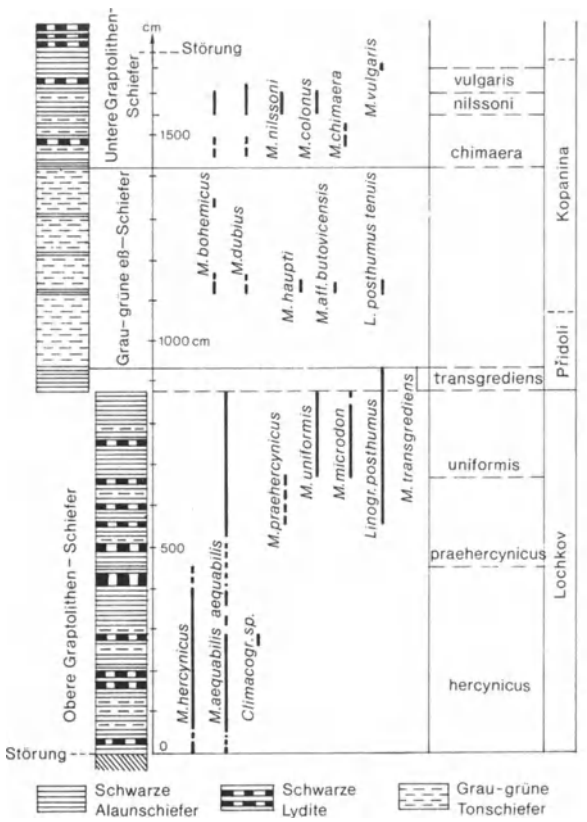


Abb. 124. Das inverse Graptolithenschiefer-Hauptprofil nördlich der Oberen Bischofalm südlich von Mauthen (umgezeichnet nach H. JAEGER, in H. W. FLÜGEL et al., 1977)

zonen und die „Schlingentektonik" gehören, ältere variszische Strukturen, die hauptsächlich im südlichen Sattel-Mulden-Bau erhalten sind. Den Anteil alpidischer Tektonik werten wir vor allem deswegen besonders hoch, da eine genetische Beziehung dieser Strukturen sowohl mit der alpidisch angelegten Bordaglia-Störung als auch mit der Rechts-Seitenverschiebung entlang des Periadriatischen Lineaments auf der Hand liegt. Dieser Zusammenhang erklärt – bei aller Kompliziertheit der Detailtektonik – die vorgefundenen Verhältnisse wesentlich zwangloser als ältere starre Deckengliederungen, die der komplexen Tektonik dieses Raumes in keiner Weise gerecht werden können.

Das Gebiet im Osten des Kronhofgrabens ist bisher erst an wenigen Stellen eingehend erforscht, so in der Umgebung des Hohen Trieb (H. P. SCHÖNLAUB, 1969a), des Findenig (P. PÖLSLER, 1969a) und zwischen Dellacher Alm und dem Zollner Plateau (H. P. LEDITZKY, 1974). Dazu kommen Detailstudien an ausgewählten Profilen der Graptolithenschiefer-Fazies im Bischofalm- und Nölblinggraben sowie Aufnahmen im Post-Variszikum, die vor allem in der Umgebung der Straniger und Waidegger Alm in den letzten Jahren durchgeführt wurden (A. FENNINGER et al., 1971, 1976; H. JAEGER in H. W. FLÜGEL et al., 1977; H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1977).

Im Gegensatz zu den zentralen Karnischen Alpen überwiegt in diesem Segment eine Schieferentwicklung (meist handelt es sich um den karbonen Hochwipfelflysch). Die Kalke repräsentieren zumeist die Uggwa-Fazies im Oberordoviz, die Plöckener Fazies im Silur und die Flaserkalkfazies des Devons und Unterkarbons. Daneben kommen nahe dem Nordrand der Karnischen Alpen auch dolomitische Gesteine und Algen-Laminite vor, die die Fortsetzung der oberen Polinikschuppe darstellen und nach Osten bis über den Feldkogel hinaus reichen („Feldkogelzug"). Der südlichere Cellon-Kellerwand-Zug setzt hingegen jenseits der Staatsgrenze in südöstlicher Richtung in den kompliziert gebauten Mt. Zermula fort, der am Südrand des Paläozoikums einen markanten Eckpfeiler bildet.

Der hier behandelte Raum ist in erster Linie durch starke Schuppung gekennzeichnet. Dieser Baustil tritt u. a. am Zollner in Erscheinung und wird dadurch begünstigt, daß im Silur und Unterdevon häufig hochteilbewegliche Kieselschiefer oder Kalk-/Kieselschiefer-Wechsellagerungen auftreten. Faltenbilder, wie die von H. P. SCHÖNLAUB (1969a) in der Umgebung der Bischofalm beschriebenen, sind dagegen als Ausnahmen anzusehen.

Die Ablagerungen des Hochwipfelflysch erreichen um die Köderhöhe die größte Verbreitung. Sie übersetzen den Kronhofgraben und bilden im Osten die normale Überlagerung des in drei Schuppen zerlegten Altpaläozoikums um den Hohen Trieb. Die Abtrennung dieser charakteristischen Flyschsedimente von offensichtlich gleich alten Klastika, die aus einer silurisch-devonen Kieselschiefer-Entwicklung hervorgehen, bereitet besonders am Colendiaul noch Schwierigkeiten (H. P. LEDITZKY, 1974).

Auf der dem Colendiaul nach Norden vorgelagerten Hochfläche treten neue Elemente in den Bau des Gebirges ein, nämlich die Auernigschichten und Äquivalente des Perms. Die Transgression folgt im Oberkarbon zunächst durch Brüche angelegten lokalen Senken, die mit Geröllströmen aufgefüllt wurden, bevor die Normalsedimentation weiter ausgriff (A. FENNINGER et al., 1976). Hinweise auf die Intensität der variszischen Deformation finden sich daneben in der Beobachtung, daß die Auernigschichten auf engem Raum über verschieden alte Schichtglieder vom Silur bis zum Hochwipfelflysch transgredieren.

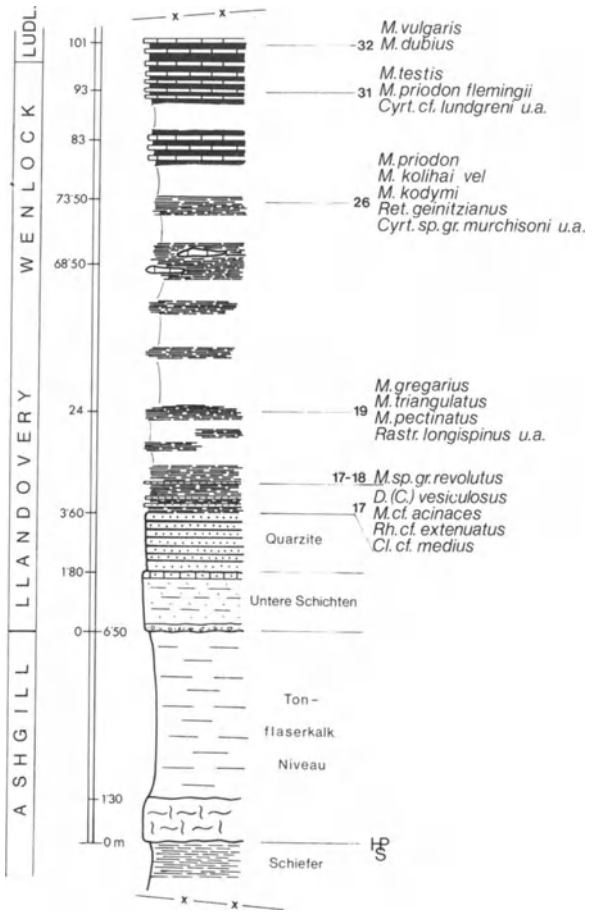


Abb. 125. Das Ordoviz/Silur-Profil im Nölblinggraben südlich von Dellach im Gailtal (nach H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1978)

In der Umgebung des Naßfelds ist Altpaläozoikum einerseits im Süden im Devon-Schuttkalk des Roßkofels vertreten, andererseits im Norden, wo die Hänge zum Gailtal von Schiefern des Hochwipfelkarbons und – ab Rattendorf gegen Osten – von altpaläozoischen Bänderkalken aufgebaut werden. Das Hochwipfelkarbon stellt hier die Fortsetzung der Entwicklung am locus classicus dar; freilich fehlen Detailuntersuchungen und eine dringend notwendige Kartenaufnahme, so daß vorläufig noch keine Aussagen über die Beziehung dieser Schieferfazies zu den an den West- und Südhängen des Hochwipfel seit langer Zeit bekannten Vorkommen von Graptolithenschiefern silurischen Alters möglich sind. Quer zum Verlauf des Südkammes des Hochwipfel streicht der „Hochwipfelbruch" F. FRECHs, der Altpaläozoikum im Norden von Oberkarbon und Perm im Süden trennt. Zwischen dieser Störung und dem Roßkofel werden die Karnischen Alpen im Gebiet des Naßfelds von oberkarbonen Schichten aufgebaut, auf denen permische und sogar triadische Sedimente (Gartnerkofel, Zielkofel) als Erosionsreste lagern. Dieses Deckgebirge ist in alpidischer Zeit meist von steil stehenden und vertikalen Verstellungen erfaßt und disloziert worden. Ebenso treten beträchtliche Steilstellungen und Faltungen auf, ja sogar Dekkenbau (Umgebung der Straniger Alm, F. HERITSCH et al., 1934; F. HERITSCH, 1936). Diese junge Tektonik ist demnach auch die Ursache dafür, daß die mitteldevonischen Riffschuttkalke des Roßkofels, der Trogkofel (Perm) und die Mitteltrias des Gartnerkofels sich in ähnlicher Höhe gegenüberstehen; berücksichtigt man ferner die heute erkennbaren topographischen Unterschiede der Transgressionsbasis, wird das Ausmaß alpidischer Tektonik in noch größerem Umfang deutlich.

Nach F. HERITSCH (1936) gehört die Trias des Gartnerkofels zur nordbewegten Koschuta-Einheit, die im Süden mit Schlerndolomit, im Norden aber mit Perm älteren Schichten tektonisch aufliegt. Die Schubfläche setzt sich bis an den Fuß der Reppwand fort und schwenkt von hier um den Gartnerkofel nach Südosten, wo sie südlich des Poludnig und des Gaisrückens wieder in die Trias im Norden des Pontebbaner Tales mündet. Nach S. PREY existiert jedoch die von F. HERITSCH angenommene Schubfläche nicht.

Der Nordrand der östlichen Karnischen Alpen wird bis in Gipfelnähe von Bänderkalken aufgebaut, in die sich Züge von phyllitischen Schiefern und Hochwipfelkarbon einschalten (z. B. Garnitzenklamm, Eggeralm). Am Poludnig folgt darüber eine Devonfolge aus Schiefern und Kalken, die am Gipfelgrat von invers gelagerten Devonkalken überschoben werden. Nach W. SKALA (1969) könnte dieser Baustil als liegende Synklinale gedeutet werden, in der die Liegend- und Hangendschenkel aber faziell unterschiedlich entwickelt sind.

Der an den Poludnig im Osten anschließende Raum ist von besonders intensiver Schuppung betroffen, so am Schönwipfel oder an der Nordseite des Osternig. Beispielsweise unterschied H. AUFERBAUER (1971) am Osternig eine Liegendeinheit, in der Hochwipfelkarbon und verschiedene Devonkalke mehrfach verschuppt sind; längs einer flach nach Südwesten einfallenden Überschiebungsbahn folgt darüber eine höhere Decke mit Kalken gleichen Alters, in der normal und invers gelagerte Anteile auf einen im Detail recht komplizierten Verformungsstil hinweisen.

Dieser Schuppenbau prägt auch das Ostende der Karnischen Alpen. Hier sind, bis zum Grenzkamm reichend, eine Reihe mehr oder weniger mächtige, zumeist aus Devonkalken be-

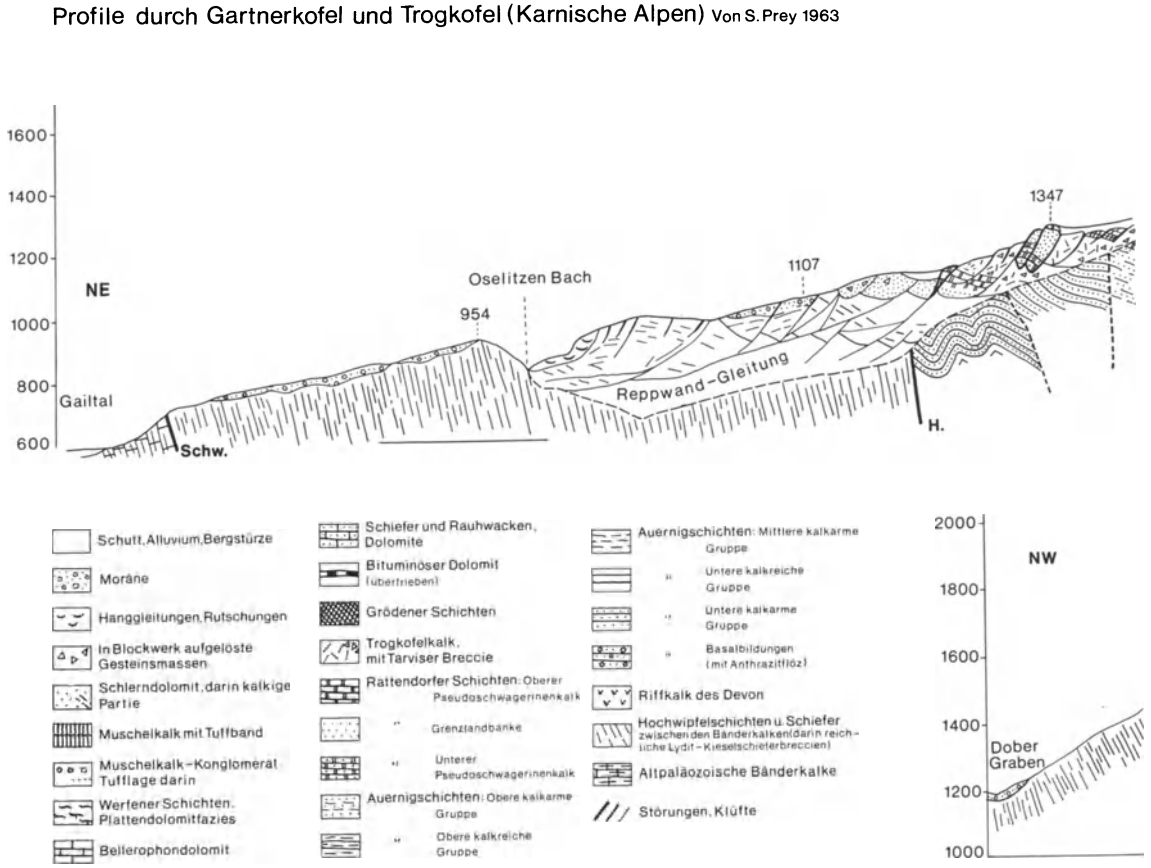
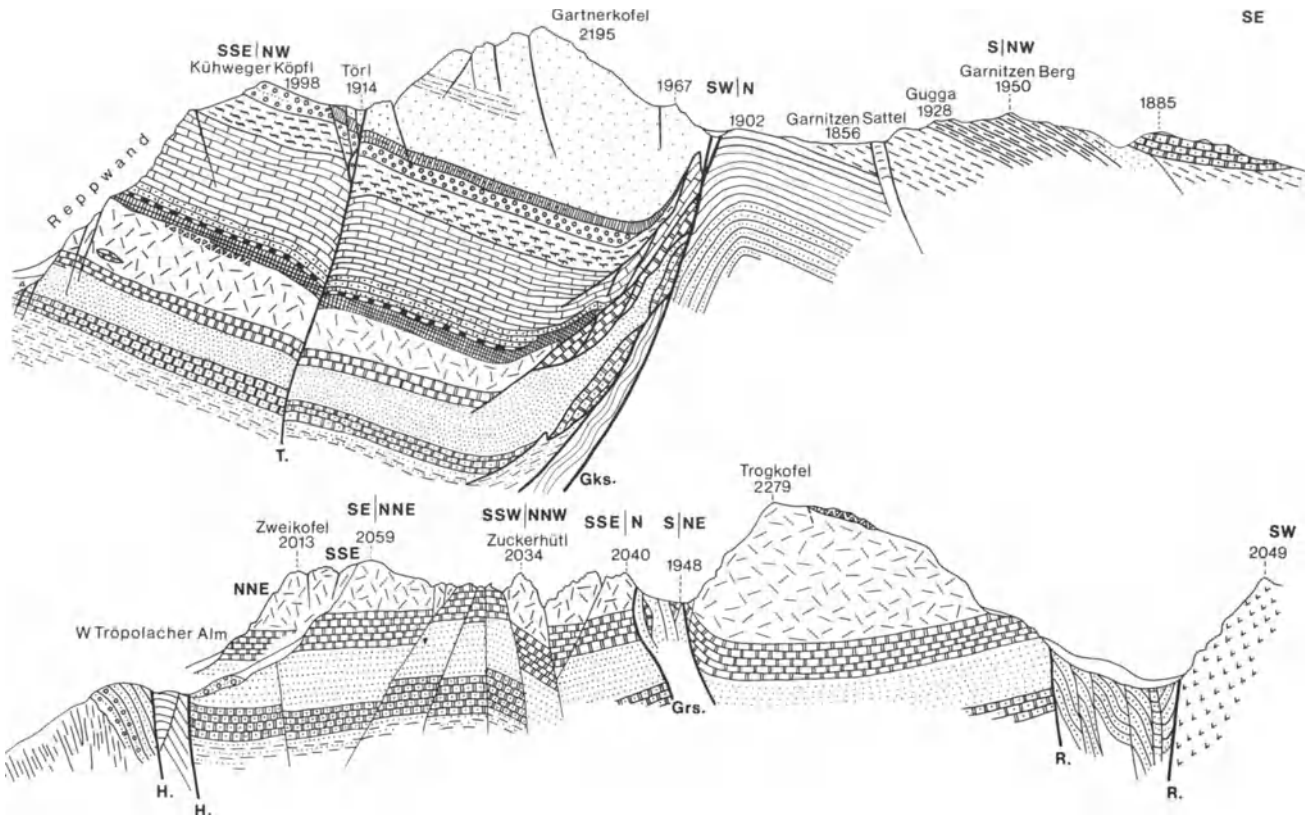


Abb. 126. Profile durch Gartnerkofel und Trogkofel (Karnische Alpen) von S. PREY, 1963

stehende Schuppen einer Schiefer-Lydit-Sandstein-Entwicklung eingelagert, die nach Neuuntersuchungen bei Achomitz, Stossau und Pessendellach bereits im Famenne beginnt. Gleichfalls von den Verhältnissen im Westen abweichend, treten in der Umgebung von Thörl häufig Malchitgänge auf; sie finden sich vorwiegend im Hochwipfelkarbon, vereinzelt aber auch in oberdevonischen Flaserkalken (Stossau) oder Bänderkalken (Dreulach, Achomitz).

Im Raum östlich der Gailitzer Furche sind in einem nur wenige Kilometer breiten Streifen alt- und jungpaläozoische Gesteine als direkte Fortsetzung der Karnischen Alpen anzusehen. Sie reichen in einem zusammenhängenden Zug bis an den Nordrand des Mittagkogels. Ähnlich den Gegebenheiten im westlichen Gebirge dominieren in den nördlichen Schuppen der Westkarawanken Bänderkalke, grobkristalline Kalke und Schiefer mit phyllitischem Habitus. Sie sind in der Regel fossilleer; Altersangaben basieren daher meist nur auf lithostratigraphischen Vergleichen mit den Schichtfolgen in den Karnischen Alpen (z. B. Tonflaserkalke des Ashgill, Kokkalk, Grenze Silur/Devon, Unterdevon-Kalkschiefer, Lydite, Hochwipfelflysch etc.). Auch der Baustil gleicht weitgehend dem der östlichen Karnischen Alpen. So können im Profil des Kokragrabens südlich Pöckau (S. 444) mindestens sieben Devonkalkschuppen unterschieden werden, die durch Schiefer und Sandsteine des Hochwipfelkarbons getrennt sind. Wie das benachbarte Straßenprofil zum Wurzenpaß zeigt, scheinen diese Schuppen eher eng begrenzt zu sein, da hier über einem tieferen Kalkzug mit Obersilur, Devon und Hochwipfelflysch (Straßenaufschluß von Pkt. 790 zu Gh. Mauthner) nur eine synklinal verfaltete Schichtfolge auftritt. Während der Muldenkern aus charakteristischem Karbonflysch besteht und der Nordschenkel in der Umgebung des Gh. Mauthner die bekannten unterdevonischen Kalkschiefer führt, baut den Südschenkel



eine Folge aus kieseligen Schiefern, Lyditen und Eisenkalklinsen auf, in denen durch Conodonten ein Ludlow-Alter nachgewiesen werden konnte.

Östlich des Wurzenpasses greifen die permotriadischen Anteile der Südalpen über den Grenzkamm nach Norden vor und bedingen ein allmähliches Auskeilen der zusammenhängenden variszischen Schichtfolgen im Worounitza-Graben. Profile im Korpitsch-, Feistritz- und Goritschacher Graben (S. 445) zeigen aufgerichtete, teilweise überkippte, nordvergente, intensiv verschuppte Schichtfolgen mit Ordoviz- bis Karbonelementen. Oberordoviz liegt dabei in Schiefer- und Kalkausbildung (Ashgill-Tonflaserkalk) vor, Silur in Karbonat- und in einer Schwarzschiefer/Kalkentwicklung, während das Unterdevon meist in der charakteristischen Tentakulitenfazies auftritt und im allgemeinen die wandbildenden, markanten Kalkrippen aufbaut. Abweichend von der Normalentwicklung in den Südalpen, ist im Korpitschgraben im Mitteldevon und Frasne eine bis 25 m mächtige Lydit-Mergelschiefer-Fazies ausgebildet, die – anscheinend noch im älteren Famenne – in den klastischen Hochwipfelflysch überleitet (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1971f, 1973c). Ein sehr auffallendes Merkmal dieser Entwicklung stellen in den Westkarawanken die Einschaltungen mehrerer Meter mächtiger Grauwackenbänke innerhalb feinklastischer Anteile dar.

Im Gebiet des Boden- und Loibltales spielen Bellerophondolomite und Grödener Schichten auf einer lückenhaften Basis aus Hochwipfel- und Auernigschichten eine gewisse Rolle. Obere Pseudoschwagerinenkalke sind südwestlich Zell Pfarre nachgewiesen. Südsüdöstlich vom Eselsattel (östlich vom Loibltal) gibt es in Grödener Schichten eingeglittene Blöcke von oberkarbonen Fusulinenkalken (S. PREY, in Druck).

Das Paläozoikum der Ostkarawanken tritt in zwei Ost-West streichenden, von Triasgesteinen umrahmten Vorkommen auf, nämlich in der

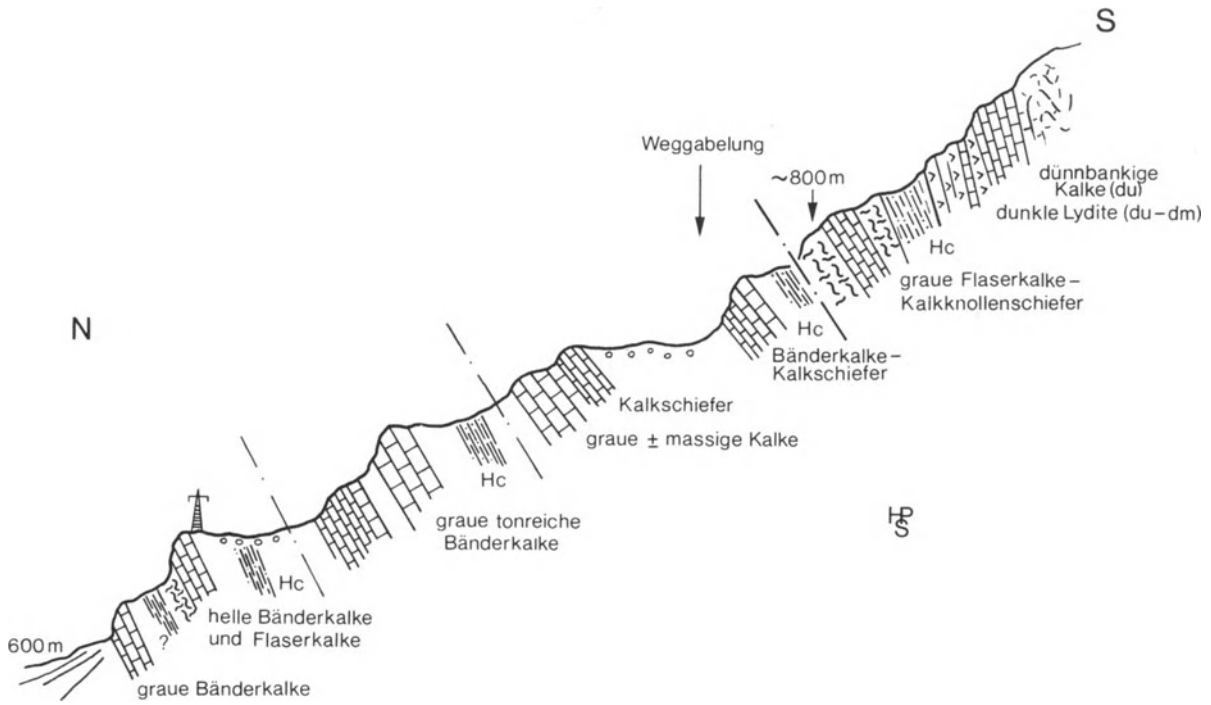


Abb. 127. Nord-Süd Profilskizze an der Westflanke des Kokragrabens südlich Pöckau bei Arnoldstein mit Schuppenbau aus Devonkalken und Hochwipfelkarbon *(Hc)*, weitere Legende siehe Abb. 122

durch den Granit von Eisenkappel zweigeteilten „Eisenkappeler Aufbruchszone" im Norden und der „Seeberger Aufbruchszone" im Süden. Der tektonischen Anlage des heutigen Gebirges in Ost-West verlaufenden Zonen entspricht die Gliederung der altpaläozoischen Sedimentationströge in etwa Ost-West streichende Faziesbereiche. Während der Hauptteil des Eisenkappeler Paläozoikums im Norden des Granits liegt, der hier das Periadriatische Lineament markiert, läßt sich die erst seit 1966 bekannte Folge von „Eisenkappel Süd" gut mit dem „Seeberger Paläozoikum" in Verbindung bringen, das seit Mitte des vorigen Jahrhunderts durch die örtlich reiche Fossilführung berühmt ist.

Im Vergleich zum Eisenkappeler Paläozoikum, das einen steilen nordvergenten Schuppen- und Faltenbau abbildet, lassen sich im Seeberger Aufbruch zwei alpidisch geprägte Bereiche mit unterschiedlichem Deformationsstil erkennen (F. Kupsch et al., 1971; J. Rolser & F. Tessensohn, 1974). Danach stellt der nördliche „Trögerner Faltungsbereich" eine 2–3 km breite Steilstellungszone mit Großsätteln und Großmulden aus Oberordoviz- bis Karbonflysch-Anteilen dar. Ihr steht im Süden ein nordvergenter Schuppen- und Deckenbau gegenüber („Seeberger Deckensattel"), der Überschiebungsweiten bis 5 km aufweist. Die Sattelachse dieses Gewölbes streicht auf österreichischem Gebiet vom Seebergpaß in WSW-ENE-Richtung und schwenkt in der östlichen Fortsetzung in eine E-W-Richtung.

Nach J. Rolser & F. Tessensohn (1974) zeigt dieser Bau folgende Gliederung:

1. *Riffkalk-Einheit:* Sie bildet die höchste, in mehrere Teilschuppen zerlegte Einheit und formt einen Sattel, dessen Kern in Riff-Fazies entwickelt ist. Im Norden und Süden schließen jeweils Flaserkalkzonen an. Zur Riffkalk-Einheit zählen so bekannte Vorkommen wie Grintoutz, Storschitz, Pasterk und Rapold.
2. *Bänderkalk-Einheit:* Sie wird hauptsächlich aus Devon- und Unterkarbonkalken in einer schwach metamorphen Ausbildung aufgebaut und ist wie die Riffkalk-Einheit lokal stark zerrissen und lamelliert.
3. *Basis-Einheit:* Die tiefste tektonische Einheit des Seeberger Raumes ist durch die Erosion der darüberliegenden Bänderkalk-Einheit in Form eines tektonischen Fensters freigelegt, in dem zuoberst oberkarbone Molasse zum Vorschein kommt. Das Seebergfenster erweist sich daher als alpidisch angelegt.

Für die Synthese des Baues der Ostkarawanken sind darüberhinaus weitere Strukturelemente von Bedeutung, die zusammen ein außerordentlich kompliziertes Strukturmuster dieses Gebie-

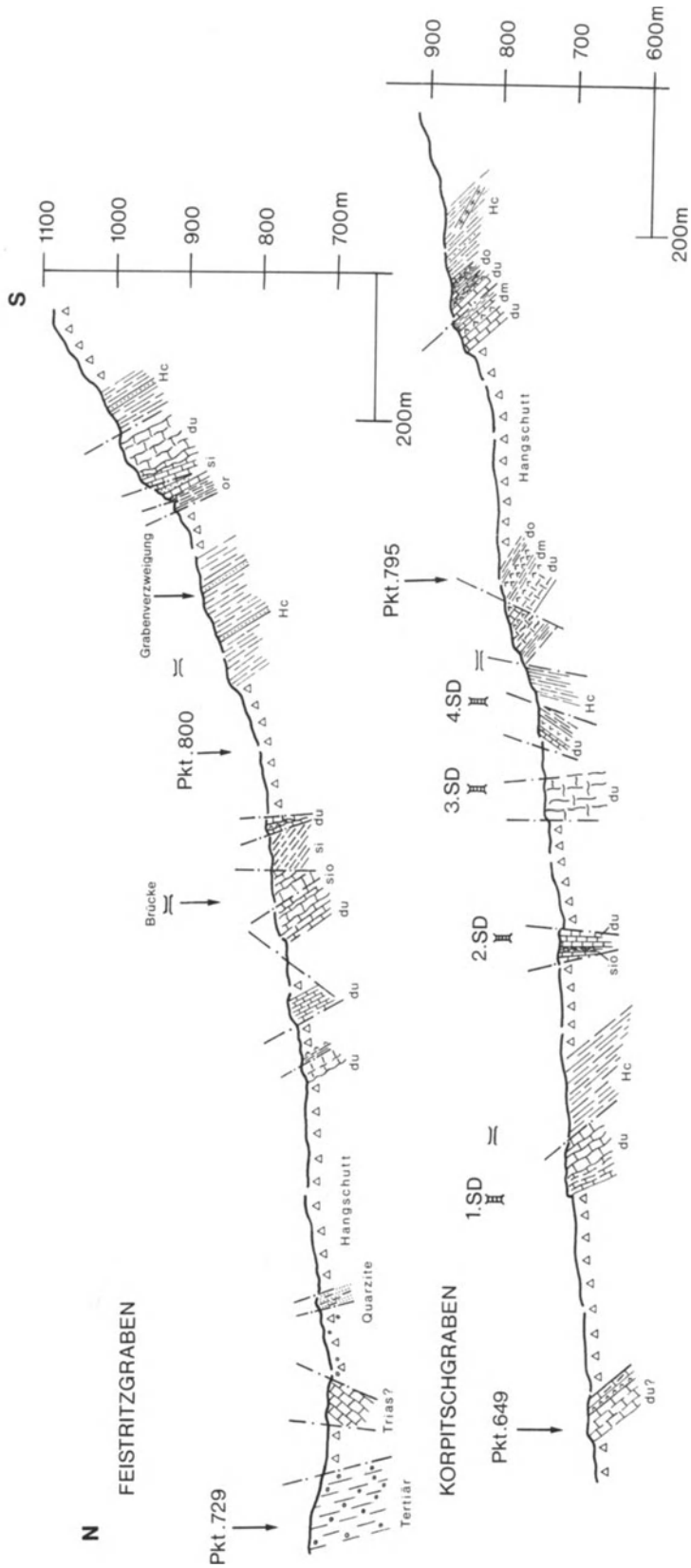


Abb. 128. Nord-Süd Profile durch das Altpaläozoikum im Feistritz- und Korpitschgraben in den Westkarawanken südlich Villach (nach H. P. SCHÖNLAUB, 1971f, ergänzt; *SD* Dammeinbauten), weitere Legende Abb. 122

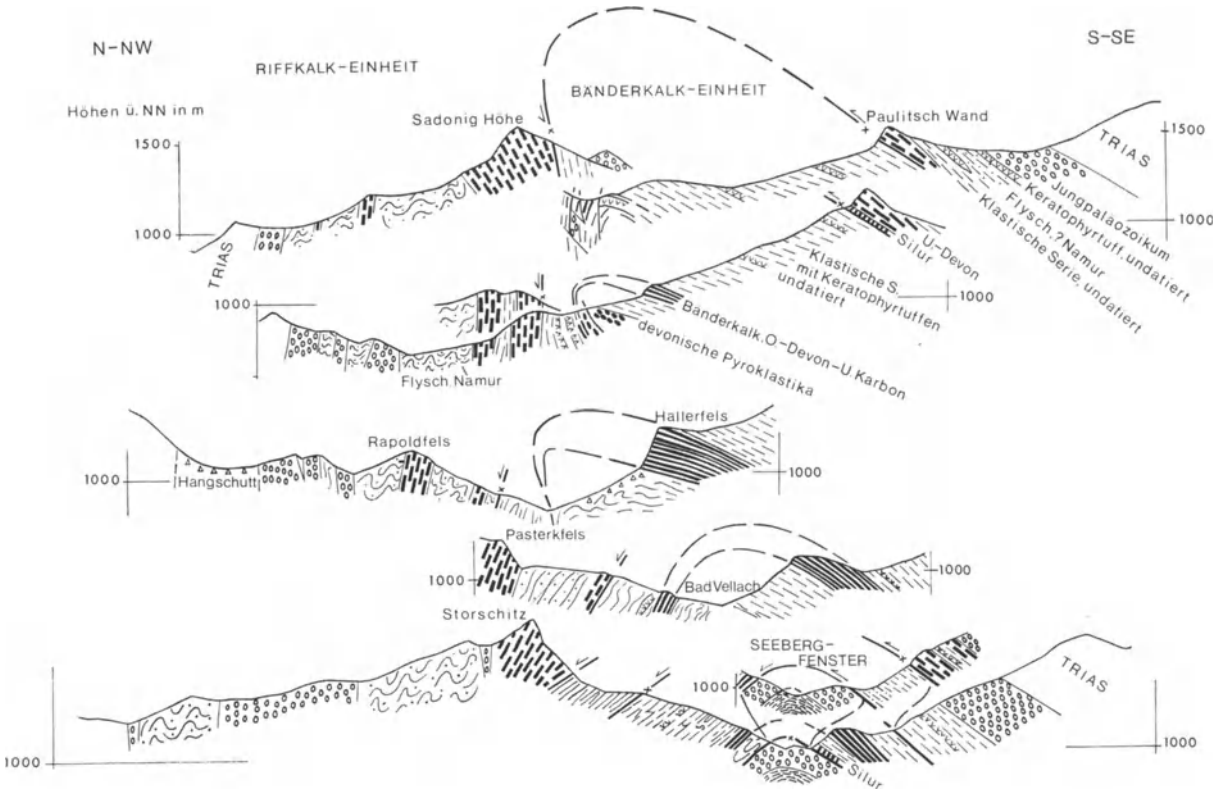


Abb. 129. Querprofile durch das Paläozoikum im Seeberggebiet südlich Eisenkappel (Ausschnitt aus J. ROLSER & F. TESSENSOHN, 1974)

tes ergeben. Dazu gehören 1. Ost-West streichende Dislokationsflächen, die teilweise Lateralverschiebungen widerspiegeln; 2. Aufschiebungen über das Vorland an den Außenrändern des Gebirges; 3. NW-SE gerichtete Flächen, die auf Vertikal- und Horizontalbewegungen mit dextralen Verschiebungskomponenten zurückgehen sowie 4. Nord-Süd-Querstörungen.

In der Frage nach dem Motor der Tektogenese in den Ostkarawanken und den benachbarten Räumen wurde von J. ROLSER & F. TESSENSOHN (1974) der zeitliche und räumliche Zusammenhang der genannten tektonischen Strukturen untersucht. Dabei zeigte sich in Übereinstimmung mit Ergebnissen aus dem Gailtal, daß das Periadriatische Lineament im betrachteten Raum durch eine in alpidischer Zeit aktive Rechtsseitenverschiebung entstanden ist. Der Großfaltenbau und die symmetriekonstante Spezialfaltung lassen sich als davon abhängige, SSW-NNE-gerichtete Strukturen deuten, denen zwei entsprechende Scherflächensysteme mit dextralen, etwa NW-SE streichenden und sinistralen, etwa N-S streichenden Horizontalverschiebungskomponenten zugeordnet werden können.

Die Hauptprägung der Ostkarawanken sei demnach – anders als in den Karnischen Alpen, wo variszische Reliktstrukturen weit häufiger als im Seeberger Paläozoikum erhalten sind – in erster Linie in alpidischer Zeit erfolgt. Sie erfolgte durch dextrale Seitenverschiebung (WNW-ESE), verbunden mit einer Nord-Süd Einengung.

Literatur: AUFERBAUER H. 1971; BANDEL K. 1972, 1974; BUGGISCH W.; FLÜGEL E. et al. 1976; CANTELLI C., MANZONI M. & VAI G. B. 1965; CARLONI G. C. 1971; FENNINGER A., FLÜGEL E. et al. 1974, 1976; FENNINGER A., FLÜGEL H. W. et al. 1971; FENNINGER A. & SCHÖNLAUB H. P. 1972; FENNINGER A. & STATTEGGER K. 1977; FLÜGEL H. W. et al. 1977; FLÜGEL H. W. & SCHÖNLAUB H. P. 1972; FRANCAVILLA F. 1966, 1974; FRECH F. 1894; GAERTNER H. R. von 1931; GAURI K. L. 1965; GEYER G. 1894, 1901; GORTANI M. 1921a, b, 1922, 1924, 1926, 1957; HERITSCH F. 1936b; HERITSCH F. et al. 1934; JAEGER H. 1968, 1975, 1976; JAEGER H. & SCHÖNLAUB H. P. 1970, 1977; KAHLER F. 1955; KAHLER F. & METZ K. 1955; KAHLER F. & PREY S. 1963; KRAUSE P. G. 1906; KUPSCH F. et al. 1971; LEDITZKY H. P. 1974; LOESCHKE J. & ROLSER J. 1971; PELLIZZER R. & TOMADIN L. 1962; PÖLSLER P. 1967; 1969a, b; REMY W. 1969; ROLSER J. 1968; ROLSER J. &

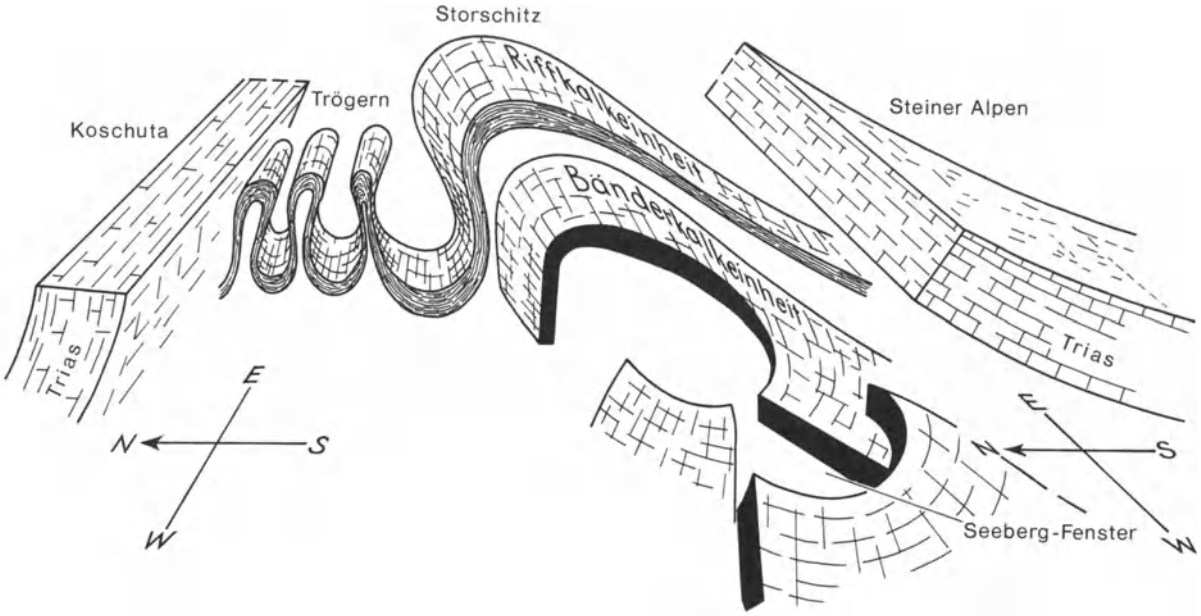


Abb. 130. Schematisches Blockbild mit den tektonischen Hauptelementen im Seeberggebiet: Triasrahmen der Südkarawanken, Riffkalk-Decke, Bänderkalk-Decke und Basis-Einheit im Seeberg-Fenster (aus J. ROLSER & F. TESSENSOHN, 1974)

TESSENSOHN F. 1974; SASSI F. P. & ZANFERRARI A. 1973; SCHMIDT H. 1930; SCHNABEL W. 1976; SCHÖNLAUB H. P. 1969a, b, 1970a, b, 1971b, c, d, e, f, 1973c, d, 1975, 1977a; SCHÖNLAUB H. P. & DAURER A. 1977; SCHÖNLAUB H. P. & FLAJS G. 1975a; SCHULZE R. 1968; SELLI R. 1963; SKALA W. 1969; STACHE G. 1874; STUR D. 1856; SUESS E. 1868; SWEET W. C. & SCHÖNLAUB H. P. 1975; TESSENSOHN F. 1968, 1969, 1971, 1974, 1975; TIETZ G. F. 1975, 1976; VINASSA DE REGNY P. 1913; ZANFERRARI A. 1976.

3.11.3. Die südalpine Trias in den Karnischen Alpen und den Südkarawanken

Von FRANZ KARL BAUER

(vgl. Abb. 118)

3.11.3.1. Die triassische Schichtfolge in den Karnischen Alpen

In den Karnischen Alpen liegen im Gebiet des Gartnerkofels (siehe Abb. 126) Werfener Schichten in Seiser- und Campiler Entwicklung über dem Bellerophondolomit des berühmten Reppwandprofils. Die Mitteltrias besteht aus einem bunten Konglomerat mit Geröllen vorwiegend aus den Werfener Schichten, aber auch aus älteren Schichtgliedern (Muschelkalk-Konglomerat, Uggowitzer Brekzie), das am Kühweger Köpfl etwa 30 m mächtig ist und durch eine Tufflage zweigeteilt wird. Darüber folgen dunkelgraue Bankkalke und Knollenkalke mit Tufflagen.

Der bis 700 m mächtige massige Schlerndolomit zeigt am Gartnerkofel eine gutgebankte, kalkige Einschaltung mit Diploporen. Jüngere Trias-, Jura- und Kreidegesteine kommen im österreichischen Anteil der Karnischen Alpen nicht vor; Raibler Schichten und *Hauptdolomit* würden zunächst anschließen.

3.11.3.2. Die triassische Schichtfolge in den Südkarawanken

Die südalpinen *Werfener Schichten* bestehen im unteren Teil aus Flachwasserkarbonaten mit Oolithlagen *(Seiser Schichten)* und im oberen Teil aus meist roten Schiefern mit Karbonatlagen *(Campiler Schichten)*. Zwischen den einzelnen Profilen gibt es fazielle Unterschiede.

Die *anisische Schichtfolge* beginnt mit meist geringmächtigen Bankkalken, die in geschichtete,

bis 150 m mächtige Dolomite übergehen. Im Obojnik Graben liegen über geringmächtigen Dolomiten sparitische Algenkalke mit *Diplopora hexaster* (PIA), *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL) und *Tubiphytes obscurus* MASLOV (I. CERNY, 1977).

Im Profil Maier Graben wurde in diesem Kalk, der hier von graublauen, dünnbankigen Kalken mit Schieferlagen unterlagert wird, der riffbildende Kalkschwamm *Olangocoelia otti* BECHSTÄDT & BRANDNER gefunden, welcher in oberansisischen Riffknospen der Olanger Dolomiten (T. BECHSTÄDT & R. BRANDNER, 1970) und in den Lienzer Dolomiten (R. BRANDNER, 1970) vorkommt.

Westlich des Loibltales bilden diese Kalke über oft etwas rauhwackigen Anisdolomiten die Felswände der Heiligen Wand und der Kosmatica. Diese von S. PREY (1960) als Riffkalk angesprochenen Kalke führen stellenweise riffbildende Organismen und Kalkalgen. Gegen Süden gehen die Kalke der Kosmatica in graue Kalke, die sich mit dunklen Bankkalken verzahnen, also in die Beckenfazies, über. Darüber folgen Tuffe, Agglomerate und Laven.

Über den Kalken der Heiligen Wand liegen Vulkanite und Rotkalke. Auch im Profil Maier Graben liegen über dem Riffkalk Buntkalke, die Linsen und Krusten von Mangan und Hämatit enthalten (Abb. 115). Etwas östlich wird der Prapotnik von etwa 40 m mächtigen, Ammoniten und Crinoiden führenden Buntkalken mit Tufflagen aufgebaut.

Diese Buntkalke bilden einen markanten Horizont in den Südkarawanken. Von besonderem Interesse sind die Rotkalkvorkommen im Bereich der Zelenica Forststraße im Rjauca-Graben, wo eine Ammonitenfauna gefunden wurde, die nach F. TATZREITER (mündl. Mitt.) eine Einstufung ins Unterladin ermöglichte. Die Rotkalke sind nach S. PREY (1975) mit dem nordalpinen Schreyeralmkalk zu vergleichen, mit dem auch die Buntkalke vom Dobratsch (T. BECHSTÄDT et al. 1976) verglichen wurden.

Eine etwas andere Abfolge zeigt das Profil im Kraßnig Graben, wo über geschichteten und plattigen Anisdolomiten Kalke und 200–300 m mächtige, rote oder graue, feinsandige, tuffitische Mergel und Sandsteine mit Einschaltungen von Laven und bunten vulkanisch beeinflußten Konglomeraten, ferner vermutlich eingeglittenen Linsen aus dunklen Bankkalken und/oder Grau-Rotkalken liegen. Die Platznahme durch Eingleitung erkennt man daran, daß die von Körpern der massigeren Grau-Rotkalke durchsetzten gebankten Kalke oft stark gefaltet sind, obwohl sie in ruhig gelagerte Schichten eingebettet liegen.

Die Konglomerate sind in den Südkarawanken weit verbreitet und liegen über der unteren anisischen Dolomit-Kalk-Folge. Aufgearbeitet wurden ältere und fast gleichalte Gesteine, wie die dunklen Bankkalke und die Grau-Rotkalke. Da Vulkanite an der Basis und auch als Gerölle auftreten und Tuffmaterial im Bindemittel enthalten ist, kann eine Entstehung unter vulkanischem Einfluß angenommen werden.

Wahrscheinlich gleichzeitig wie im Drauzug (ab Pelson/Illyr) beginnt auch in den Südkarawanken die tektonische Umgestaltung des Ablagerungsraumes und das unterschiedliche Absinken des Meeresbodens. Die Folge ist eine engräumige Faziesdifferenzierung, die Entwicklung von Becken- und Riffbereichen und die Förderung von Laven, Tuffen und Tuffiten. Die vulkanisch beeinflußten Beckensedimente, die häufig über dem Muschelkalk-Konglomerat liegen, sind den *Buchensteiner-* und *Wengener Schichten* gleichzusetzen (Alter Oberanis-Ladin). Sie sind im Profil im Obojnik Graben aufgeschlossen (Abb. 115) und bestehen aus Mergeln mit Knollenkalkbänken, Bankkalken und Tufflagen. Über eisenschüssigen, dunkelbraun anwitternden Kalken folgen östlich des Obojnik Grabens noch dunkle Mergel und Bankkalke.

Auf der Südseite des Grintoutz liegt ein etwa 90 m mächtiges Profil mit einigen Meter mächtigen roten Schiefern im Liegenden, einer grauen Mergelfolge und Tuffe führenden Hornsteinknollenkalken, die in den *Schlerndolomit* übergehen. Dieses Profil ist vergleichbar mit jenem nördlich der Bielschitza oder jenem nördlich der Baba der Vellacher Kotschna, wo allerdings Bankkalke den Übergang in den Schlerndolomit bilden.

Östlich der Koschuta liegen im Potok Graben Buchensteiner und Wengener Schichten mit dunklen Bankkalken, Mergeln und hangenden, *Posidonia wengensis* WISSMANN und andere Bivalven führenden Kalken. In den Westkarawanken stellte N. ANDERLE (1970) eine tonig-sandige und Hornstein-führende Schichtfolge zu den Buchensteiner- und Wengener Schichten.

Im Ladin baut sich analog dem Wettersteinkalk im Norden die Karbonatplattform des Schlerndolomites auf, der sich mit den Beckensedimenten verzahnt. Faziell ist zwischen der Riff-Fazies mit Schwämmen, Korallen und *Tubiphytes obscurus* MASLOV (z. B. Cimpaser, Baba westlich der Koschuta, Rjauca, Bielschitza) und der gebankten Lagunenfazies mit Stromatolithen, die z. B. im Gebiet Trögener Klamm, nördlich der Koschuta, am Grintoutz und am Geißberg vorkommt, zu unterscheiden. In den Riffbereichen kommen auch Kalke vor.

Ein deutlicher Fazieswechsel vollzieht sich mit

dem Einsetzen der *Raibler Schichten,* die teilweise aus tektonischen Gründen fehlen. Sie kommen in den Westkarawanken im Gebiet Kl. Mittagskogel – Golica (N. ANDERLE, 1970) vor. Sie bestehen aus 400–500 m mächtigen Hornsteinkalken, die in ähnlicher Ausbildung auch in den Steiner Alpen vorkommen, wo sie fossilbelegt sind (S. BUSER, 1974).

Neu belegt konnte Karn in den Ostkarawanken werden. Im Vellachtal liegen nordöstlich Kristan über dem Schlerndolomit dunkle gebankte Dolomite *(Cassianer Dolomit),* welche eine mehrteilige Schalenlumachelle mit mittelgroßen Megalodonten und anderen Bivalven führen. Die Megalodonten, u. a. *Neomegalodon carinthiacus* (HAUER) ergaben eine Einstufung in das Jul bzw.? Cordevol (R. SIEBER).

S. PREY (1976) vermutete in den Dolomiten westlich des Loiblpasses einen karnischen Anteil und nahm einen Übergang von den ladinischen Riffkalken vom Typus Bielschitza, welche über Tufflagen führenden Bankkalken liegen, in karnische Dolomite, *Dachsteindolomit* und schließlich in *Dachsteinkalk* an. Nach den Beobachtungen von S. PREY waren in dem ausgedehnten Dolomitgebiet weder Spuren von Raibler Schichten noch Störungen zu finden, die hier für eine tektonische Unterdrückung der Raibler Schichten in Betracht gekommen wären.

Im Nor baut sich mit dem 600–1000 m mächtigen Dachsteinkalk wieder eine große Karbonatplattform auf. Die Kalke der Steiner Alpen, der Vellacher Kotschna, der Koschuta, des Hochstuhl oder des Großen Mittagskogels bilden durchwegs eine gebankte Lagunenfazies. Diese zeigt besonders deutlich in der Koschuta ähnliche Zyklotheme, wie sie A. G. FISCHER (1964) von den Loferer Steinbergen beschrieben hat. Sie bestehen aus Megalodontenkalk mit roten Mergelkrusten, die auf dessen verkarsteten Schichtflächen liegen, und Stromatolithen, mit denen Onkolithlagen in Wechsellagerung auftreten.

Im jugoslawischen Anteil der Karawanken gibt es südlich des Hochstuhl und auf der Begunjščica 200 m mächtige Riffkalke mit Korallen, Hydrozoen und Spongien (E. FLÜGEL & A. RAMOVŠ, 1961). In den westlichen Karawanken sind die Kalke teilweise durch Dolomit ersetzt.

Jura- und Kreidegesteine fehlen in den österreichischen Südkarawanken.

3.11.3.3. Faziesbeziehungen zwischen Drauzug und Südalpen während der Triaszeit

Zwischen Drauzug und Südalpen wurden vielfach Faziesgegensätze in der Trias betont und das Periadriatische Lineament als bedeutende Faziesgrenze angesehen.

Vergleiche zeigen, daß im Skyth den klastischen Serien des Permoskyth im Norden die Flachwasserkarbonate im Süden gegenüberstehen.

In der Mitteltrias wurden von T. BECHSTÄDT et al. (1978) aufgrund detaillierter Faziesstudien ähnliche Faziesentwicklungen in Nord- und Südalpen festgestellt. Nach der Sedimentation von Flachwasserkarbonaten setzt ab Pelson/Illyr eine synsedimentäre Tektonik ein, die zur Bildung von Becken- und Riffbereichen führte.

Die Beckensedimente mit Knollenkalken, Bankkalken, Rotkalken („Schreyeralmkalk"), Mergeln und Vulkaniten des Dobratsch und jene der Südkarawanken sind gut vergleichbar. Unterschiede in der Mitteltrias, die es auch innerhalb von Südalpen und Drauzug gibt, kann man auch auf engräumige Faziesdifferenzierungen zurückführen.

F. K. BAUER (1973) überlegte eine Beziehung der ladinischen Riffplattformen von Nord- und Südkarawanken und Steiner Alpen auf gemeinsame Becken, woraus auf paläogeographische Zusammenhänge, die durch die sicher beträchtliche Einengung bei der alpidischen Tektonik verloren gingen, geschlossen wurde.

In der Obertrias gibt es bei den Raibler- bzw. Carditaschichten zwischen Südalpen und Drauzug größere Faziesunterschiede. Im Nor/Rhät stehen sich Hauptdolomit und Kössener Schichten im Norden und Dachsteinkalk im Süden gegenüber.

Weil die faziellen Beziehungen des Drauzuges zu seiner Umgebung für die paläogeographische Situation sowie für die tektonischen Konzepte von großer Wichtigkeit sind, soll noch auf die deutlichen Faziesähnlichkeiten mit den Nordtiroler Kalkalpen hingewiesen werden.

3.11.3.4. Der geologische Bau des Gartnerkofelmassivs (Trias) in den Karnischen Alpen

Der Bau des Gartnerkofels und seiner östlichen Fortsetzung im Zielkofel, die nach kurzer Strecke auf italienisches Gebiet hinüberzieht, ist ausschließlich von alpidischer Bruchtektonik unter schwach nordgerichtetem Druck bestimmt; ein Deckenbau ist nicht vorhanden (F. KAHLER & S. PREY, 1963). Eine flach südfallende Platte, aufgebaut aus Schichten vom Oberkarbon bis in die Mitteltrias, ist tektonisch zerstückelt und am Südrand an der etwa Ost-West bis Westnordwest verlaufenden Südrandstörung, mit einer Sprunghöhe von schätzungsweise 1800 m, tief eingesunken. Sie setzt ebenfalls nach Italien fort. Er-

wähnenswert sind ferner die über das Kühweger Törl kommenden und nach Ostnordosten, teilweise auch nach Ost gerichteten Störungen am Nordrand, die – ebenso wie die Störung mitten im Gartnerkofelmassiv – an der gegen Westnordwest gerichteten Schwarzwipfelstörung enden. Diese Störung weist überhaupt die größte Sprunghöhe in diesem Gebiet auf. Ein hauptsächlich zwischen Nordnordost und Nordnordwest pendelndes Netz von Klüften und kleinen Störungen verursacht die Modellierung der Spitzen und Türme des Garnterkofels (Abb. 126).

3.11.3.5. Der geologische Bau der Südkarawanken

Der aus Trias aufgebaute südalpine Teil der Karawanken greift östlich der Gailitz auf österreichisches Gebiet über und erstreckt sich von hier über den Großen Mittagskogel, den Hochstuhl und die Koschuta bis zur Uschowa.

Die unter- und mitteltriadischen Schichten bilden meist eine aufrechte, flach bis mittelsteil nach Süden fallende Abfolge über dem Jungpaläozoikum. Häufig durchziehen Störungen die Schichtverbände und bewirken Verminderungen von Mächtigkeiten, den Ausfall oder die Verstellung von Schichtgliedern.

Die Unterschiede in der Festigkeit der Sedimente nehmen Einfluß auf das tektonische Bild. Während Werfener Schichten, Alpiner Muschelkalk und Buchensteiner Schichten aus leicht verformbaren Sedimenten bestehen und teilweise stark verfaltet sind, bilden die Hauptfelsbildner Schlerndolomit und Dachsteinkalk starre Blöcke, die von Brüchen begrenzt sind.

Die bedeutendste Bruchlinie liegt zwischen Schlerndolomit und Dachsteinkalk, an der Raibler Schichten fehlen. Sie zieht zwischen Großem Mittagskogel und Ferlacher Spitze durch und erstreckt sich bis zum Hochstuhl, wo sie über den Bielschitza Sattel und etwas östlicher zwischen Rjauca und Zelenica verläuft. Sie setzt sich nicht weiter nach Osten fort.

Ein Bruch gleicher Art streicht von Südwesten her über den Hainschsattel und zieht am Fuß der Koschutawände entlang. Ebenso wichtig scheint die hier zuscharende Störung südlich vom Grenzkamm zu sein. Die Störungsfläche ist durch große Harnische und mächtige Mylonitzonen gekennzeichnet.

Östlich des Gailitzdurchbruches, der Westgrenze der Karawanken, liegen im Gebiet Tschabin und Blekova Werfener Schichten und Alpiner Muschelkalk über der jungpaläozoischen Schichtfolge. Vom Techantinger- und Mallestiger Mittagskogel bis zum Schwarzkogel wird der Grenzkamm aus Schlerndolomit aufgebaut. Über diesem folgen östlich Hornsteinkalke des Karn und Dachsteinkalk und -dolomit des Großen Mittagskogels. Im obersten Bärengraben sind bis 500 m mächtige Raibler Schichten in der Fazies der Hornsteinplattenkalke verbreitet.

An der Basis der Obertrias liegt zwischen Großem Mittagskogel und Ferlacher Spitze eine NW-SE verlaufende Störung. Sie begrenzt im Süden einen Mitteltriaszug mit dem Schlerndolomit Gratschützen – Ferlacher Spitze. Der Schlerndolomit keilt östlich des Bärengrabens aus und setzt im Kapellenberg wieder ein.

An der nördlichen Basis des Gratschützenkammes liegen Alpiner Muschelkalk und Buchensteiner Schichten mit Tufflagen unter dem Schlerndolomit. Südlich davon kommen im Bären- und Ardeschitza Graben antiklinal Werfener Schichten und Alpiner Muschelkalk hervor.

Die von F. Teller (1910) südlich Rosenbach angenommene komplizierte Verfaltung von Aniskalken ist nicht nachweisbar. Vielmehr liegt eine verhältnismäßig einfach gebaute, aufrechte Schichtfolge mit Grödener Schichten, Bellerophondolomit, Werfener Kalken und Werfener Schiefern vor (G. Riehl-Herwirsch, 1979).

Im Norden sind die Südkarawanken zwischen Rosenbach und Finkenstein auf die Rosenbacher Kohlenschichten aufgeschoben. Nach N. Anderle (1970) sind Schlerndolomit und jungpaläozoische Gesteine mit den miozänen Schichten verschuppt.

Im Gebiet des Boden- und Loibltales wird der nördliche Streifen aus permisch-untertriadischen Schichten aufgebaut.

Geringmächtiger Grödener Sandstein, mächtigere Bellerophondolomite, Werfener Kalke und bunte Werfener Schichten liegen entweder auf Hochwipfelschichten (Loibltal – Eselsattel) oder auf Auernigschichten (nördlich Ogris, südöstlich Gasthof Sereinig, Eselsattel).

Die Südgrenze dieses Abschnittes springt im Loibltal an einer Querstörung fast bis zum Grenzkamm nach Süden vor, sodaß der Nordteil des Loibltunnels in Bellerophondolomiten und Werfener Schichten zu liegen kommt. Diese Gesteinsschichten streichen gegen Ostnordost weiter.

Westlich dieser Querstörung folgt im Gebiet Kosmatica – Heilige Wand über den Werfener Schichten die Mitteltrias mit Dolomiten, Grau-Rotkalken und Bankkalken, darüber liegt der Schlerndolomit von Geißberg, Bielschitza und Rjauca. Die Bielschitza ist im Süden durch eine Störung vom Dachsteinkalk des Hochstuhl getrennt (siehe Abb. 116).

Die Störungssysteme, die den Bau in unübersichtlicher Weise zerstückeln, haben Richtungen um E-W, NW, NNE und ENE.

Im Gebiet Zell Winkel (Maier Graben, Scheriau-Graben) zeigen auf Grödener Sandstein liegender Bellerophondolomit und Werfener Schichten eine flachwellige Verfaltung um eine gemeinsame Achse. Über flach nach Süden einfallenden Werfener Schichten folgt die anisisch-unterladinische Schichtfolge, überlagert vom gebankten Schlerndolomit des Grintoutz. Die südlich gelegene Baba besteht aus Schlerndolomit in Riff-Fazies und ist durch eine Störung vom Grintoutz getrennt.

Ähnlichen Bau zeigt das Profil Zell Pfarre – Koschuta, wo über dem Grödener Sandstein flach südfallende Werfener Schichten liegen, die im Gebiet Breiter Gupf, Tscheuz und Grünberg weite Verbreitung haben. Darüber liegen im Profil Mejnik anisische Dolomite und Beckensedimente mit dunklen Bankkalken, Vulkaniten und Tuffen, Rotkalken, roten und grauen Mergeln.

Die Grenze zum Schlerndolomit, der ganz flach Süd fällt und eine verminderte Mächtigkeit von 250 m hat, ist stark gestört. Die große Störung zu dem ähnlich flach südfallenden Dachsteinkalk ist am Steig nördlich der Gabelspitze aufgeschlossen. Das Gestein ist beiderseits der Störung mylonitisiert, und große Harnische fallen steil Süd.

Von der Koschuta bis zur Uschowa fehlt der Dachsteinkalk. Das Hauptgestein ist der Schlerndolomit, der im Vellachtal gegen Süden vom Cassianer Dolomit überlagert wird. Die Trias grenzt an einer steilen Störung an das Seeberg-Paläozoikum. Im Potok-Graben sind unter Schlerndolomit liegende Buchensteiner Schichten intensiv verformt und teilweise steilachsig verfaltet.

Im Norden wird der Schlerndolomit beiderseits der Trögern Klamm, die den Schlerndolomit durchschneidet, vom Alpinen Muschelkalk unterlagert; Werfener Schichten fehlen. Diese liegen im Profil Vellachtal an der Basis des Schlerndolomites; hier fehlt der Alpine Muschelkalk. Die Schichten sind an der großen Störung zum Eisenkappeler Paläozoikum abgeschnitten.

Im Osten grenzt die durch eine NE-SW-Störung abgetrennte Dachsteinkalkscholle der Uschowa an Schlerndolomit bzw. an Werfener Schichten. Die Trias der Uschowa ist nach Norden auf den Tonalitgneis des Remschenig-Grabens aufgeschoben.

In der Vellacher Kotschna gehört ein kleiner Teil der Steiner Alpen zum österreichischen Staatsgebiet. Die südfallende Schichtfolge mit anisischem Dolomit, Buchensteiner Schichten, Schlerndolomit und Dachsteinkalk liegt auf dem Seeberg-Paläozoikum.

Die Steiner Alpen gehören nach S. BUSER (1969) geologisch zu den Karawanken und werden im Bau durch größere Synklinalen und Antiklinalen, die teilweise südvergent sind, bestimmt. Nach Ablagerung des Mitteloligozäns und Miozäns kam es zur umfangreichen Faltung und Südaufschiebung auf diese Ablagerungen. Innerhalb der Steiner Alpen wurde die Hauptmasse des Dachsteinkalkes südwärts auf Paläozoikum und tiefere Trias aufgeschoben. Im Pliozän entstanden in dinarischer Richtung verlaufende Verwerfungen von großer Längserstrekkung.

Literatur: ANDERLE N. 1970; BAUER F. K. 1973, 1977; BECHSTÄDT T. 1978; BECHSTÄDT T. & BRANDNER R. 1970; BECHSTÄDT T. et al. 1978; BRANDNER R. 1972; BUSER S. 1969, 1974; CERNY I. 1977; FISCHER A. G. 1964; FLÜGEL E. & RAMOVŠ A. 1961; HERITSCH F. & KÜHN O. 1951; KAHLER F. 1953; KAHLER F. & PREY, S. 1963; PREY S. 1963, 1975a, 1977a; PREY S. & KAHLER F. 1958; RIEHL-HERWIRSCH G. 1979; SCHULZ O. 1970; SIEWERT W. 1978.

3.12. Das Inneralpine Tertiär

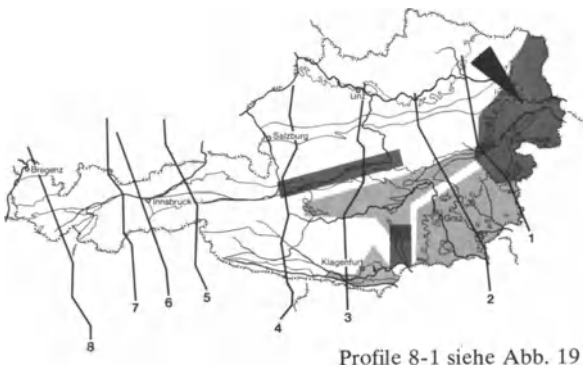
Von Werner Fuchs

Mit den Abbildungen 131 bis 135

Zu Beginn des Jungalpidikums im Obereozän war das Meer im Zuge der geodynamischen Ereignisse im Alpenbereich auf das Areal von Helvetikum bzw. Buntmergelserie beschränkt worden. Auf dieser Unterlage fand die Entwicklung des „Urmolassetroges" statt. Unmittelbar im Süden davon lagerte das nun endgültig festländisch gewordene Deckengebäude des Ostalpins, dahin nur an wenigen vorgezeichneten Stellen (ehemaligen Gosaubecken) die See *direkt* buchtartig eindrang (Reichenhall und Unterinntal). Der Rhenodanubische Flysch kann in der Deutung als abgescherte Jungschichten des Nordpenninikums sicherlich räumlich vernachlässigt werden. Auf dem alpinen Festland kam es in der Folge der jungalpidischen Dislokationsintervalle zu terrestrischen Ablagerungszyklen und zu morphogenetischen Prozessen, deren Zeugnisse entweder durch wiederholt umgelagertes Abtragungsgut aufspürbar oder geradewegs aus dem in Resten überlieferten Formenschatz ablesbar sind. Dagegen war der östliche Anteil des alpinen Eilandes auch mehrphasigen marinen Überflutungen ausgesetzt gewesen. Schon im Obereozän drang im Rücken der alpinen Orogenfront ein Flachmeer von Osten her auf das festländische Ostalpin und sedimentierte dort u. a. auf bereits entblößtes Unterostalpin. Vom Eggenburg bis ins tiefere Unterbaden stellte ein schmaler Seeweg quer darüber hinweg die Verbindung von Molasse und mittlerem Donaubecken her. Ab dem höheren Unterbaden sorgte eine bedeutende Absenkungstektonik für neuerliche Flächengewinne des Meeres an der östlichen Peripherie.

3.12.1. Das Inneralpine Wiener Becken und seine Randbuchten (Eisenstädter Becken, Brennberger Hügelland, Landseer Bucht)

(vgl. Abb. 30)



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Allgemeines

Diese jungen Senkungsfelder bedecken und verdecken einen der wesentlichsten Orogenabschnitte: den Übergang von den Alpen in die Karpaten. Wohl streichen die großtektonischen Einheiten der Alpen nach Absenkung bis unter 5000 m im Untergrund der Tertiärbecken weiter und finden in den Westkarpaten ihre Fortsetzung. Doch ist die Identifikation wichtiger Bauelemente im Detail nach wie vor in Diskussion. Aber auch von wirtschaftlichen Gesichtspunkten her ist der Bereich von Bedeutung, birgt er immer noch besonders im Nordteil die größten Öl- und Gasvorkommen Österreichs. Die Vielzahl der darauf niedergebrachten Tiefbohrungen haben in den letzten Jahrzehnten längst die Anschauung einer scheinbar strukturellen Einfachheit revidiert. Vorher hatte nämlich die heutige Oberflächengestaltung des Raumes kaum etwas von der komplizierten, geodynamisch-zyklischen

Sedimentations- und Baugeschichte während des Jungalpidikums ahnen lassen. Lediglich das in der Ereigniskette jüngste Phänomen des Einbruches kam wenigstens im südlichen Wiener Bekken und seinen östlichen Randbuchten auch morphologisch zur Geltung (dabei soll betont werden, daß die oben erwähnten peripheren Becken tektogenetisch unmittelbar zum Wiener Becken gehören, erst jenseits einer Linie Hainburger Berge – Ruster Höhenzug – Brennberg – Geschriebenstein beginnt geologisch die Kleine Ungarische Tiefebene). Im Norden des Wiener Beckens versinkt dagegen bald der westliche Rahmen (die Flyschzone), und das Landschaftsbild geht im weiten und offenen Tertiärhügelland gleicher Morphologie von Wiener Becken und Molasse auf. Seither haben indessen moderne Oberflächenkartierungen und die intensivierte, vorher unerreichte Teufen aufschließende Kohlenwasserstoffprospektion zu noch immer wachsender Einsicht in Umfang und Art der auf alpin-karpatischem Untergrund abgelagerten Schichten geführt. Durch deren unterschiedlichen Einbezug in das mehrphasige tektonische Geschehen seit dem Obereozän wird ein gewisser Stockwerksbau in der Gesamtanlage des hier besprochenen Gebietes deutlich, der mit drei Sedimentationszyklen gleichzustellen ist.

Stratigraphie

Der erste Sedimentationszyklus des Obereozäns: Zu Beginn des Obereozäns war jenes Areal des alpin-karpatischen Orogens, das einmal die Basis des Inneralpinen Wiener Beckens und seiner Randbuchten werden sollte, zum größeren Teil festländisch. Im Südosten des Ausschnittes aber drang ein Flachmeer von Osten her im Rücken der Orogenfront über das schon bis auf das Unterostalpin freigelegte Deckengebäude hinweg. Davon zeugen bescheidene lokale Erosionsrelikte (Wimpassing/Leitha) und kaum transportierte Blockvorkommen (Kirchberg/Wechsel) sowie entsprechende Geröllkomponenten in jungtertiären Schottern (Obere Auwaldschotter im Brennberger Hügelland). Die Fundstelle von Willendorf an der Schneebergbahn hat sich als kretazisch erwiesen und wird gestrichen. Die Sedimente bestehen neben etwas Sandsteinen vor allem aus gelben und rötlichen Kalken mit Lithothamnien, Großforaminiferen, Korallen und Bryozoen. Ihre hochmarine Ausbildung und das zwar nur spurenhaft überlieferte, aber weiträumig verstreute Auftreten verweisen auf eine ehemals bedeutende Ausdehnung des ingredierenden Meeres, das, wie das am Beispiel Kirchberg/Wechsel augenfällig wird, die mit diesem Kapitel nach Süden gesetzten Grenzen beträchtlich überschritt. Die obereozäne Transgression ist als typisch karpatisches Element der geodynamischen Evolution jenes Bereiches zu werten.

Der zweite Sedimentationszyklus der Molassetransgression und gleichalter terrestrischer Bildungen (Eggenburg bis tieferes Unterbaden): Über das mehr als fünfzehn Millionen Jahre währende Intervall Lattorf – Obereger fehlen bislang Nachrichten. Man geht jedoch nicht fehl in der Annahme einer langen und erosiv ausgeprägten Festlandsperiode. Denn einerseits begraben die Sedimente des im Norden im Laufe des nun anhebenden zweiten Sedimentationszyklus eindringenden und das alpin-karpatische Orogen querenden Molassemeeres ein betontes Relief. Andererseits zeigen die im größeren festländisch verbliebenen Bereich abgesetzten gleichaltrigen terrestrischen Bildungen in der Art der Konsistenz der Abtragungsprodukte und in der Abhängigkeit von deren Aufschüttung eine bereits existierende, aber mit späteren nicht korrespondierende, doch schon tief in das Deckengebäude eingreifende Oberflächenformung an. Zu Beginn des Eggenburgs lag dann etwa die folgende paläogeographische Ausgangslage vor: Von Südwesten aus dem schmal gewordenen alpinen Molassetrog her ergriff das Meer vom trockengefallenen Waschberg-Steinitzer Trog wieder Besitz. Arealgewinnen im Westen gegen das Böhmische Massiv hin standen indes Verluste im Osten gegenüber. Hier säumte die See der Inneren Molasse (der jetzigen Waschbergzone s. s.) bereits landfeste Stirnen der dislozierten Flyschdecken. An einer Querdepression im gegenwärtig österreichisch-mährischen Grenzgebiet, welche vermutlich im Verlaufe Jungsavischer Bewegungen zusammen mit regional verbreiteten flexurartigen Abbiegungen, Versteilungen und Südüberkippungen im Orogen entstanden war, gelang es dem Molassemeer, das festländische Deckenland zu überfluten und eine Verbindung quer darüber hinweg mit dem mittleren Donaubecken herzustellen. Dabei war über lange Zeit (bis in das Baden hinein) mit dem heute begrabenen, WSW-ENE-streichenden Spannberger (Flysch-)Rücken die trennende Schwelle nach Süden zum terrestrischen Sedimentationsgebiet gegeben. In der damit zum Ausdruck gebrachten einstigen unmittelbaren Nachbarschaft zum noch nicht durch Subduktionsvorgänge reduzierten und abgescherten Molassetrog nördlich der Donau liegt auch der enge fazielle und faunistische Bezug der marinen Absätze beider Bereiche begründet.

Eggenburg: Reste bunter Tonmergel geringer Ausdehnung im Gebiet der Mistelbacher Hochscholle wurden von den Bohrungen Großkrut 5,

Geologische Profile durch das nördliche Inneralpine Wiener Becken,
nach J. KAPOUNEK, A. KRÖLL et al., 1965, etwas verändert.

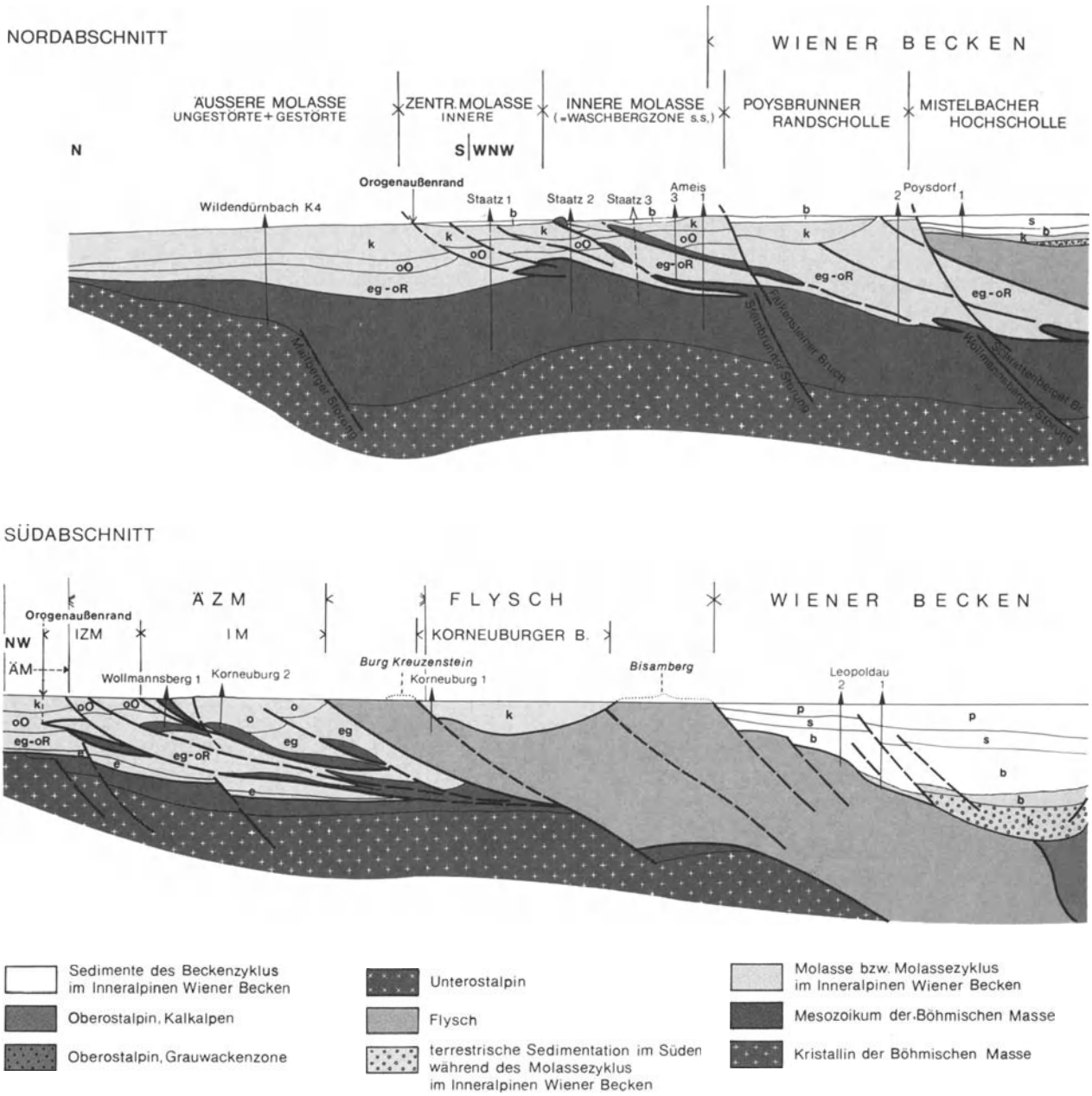
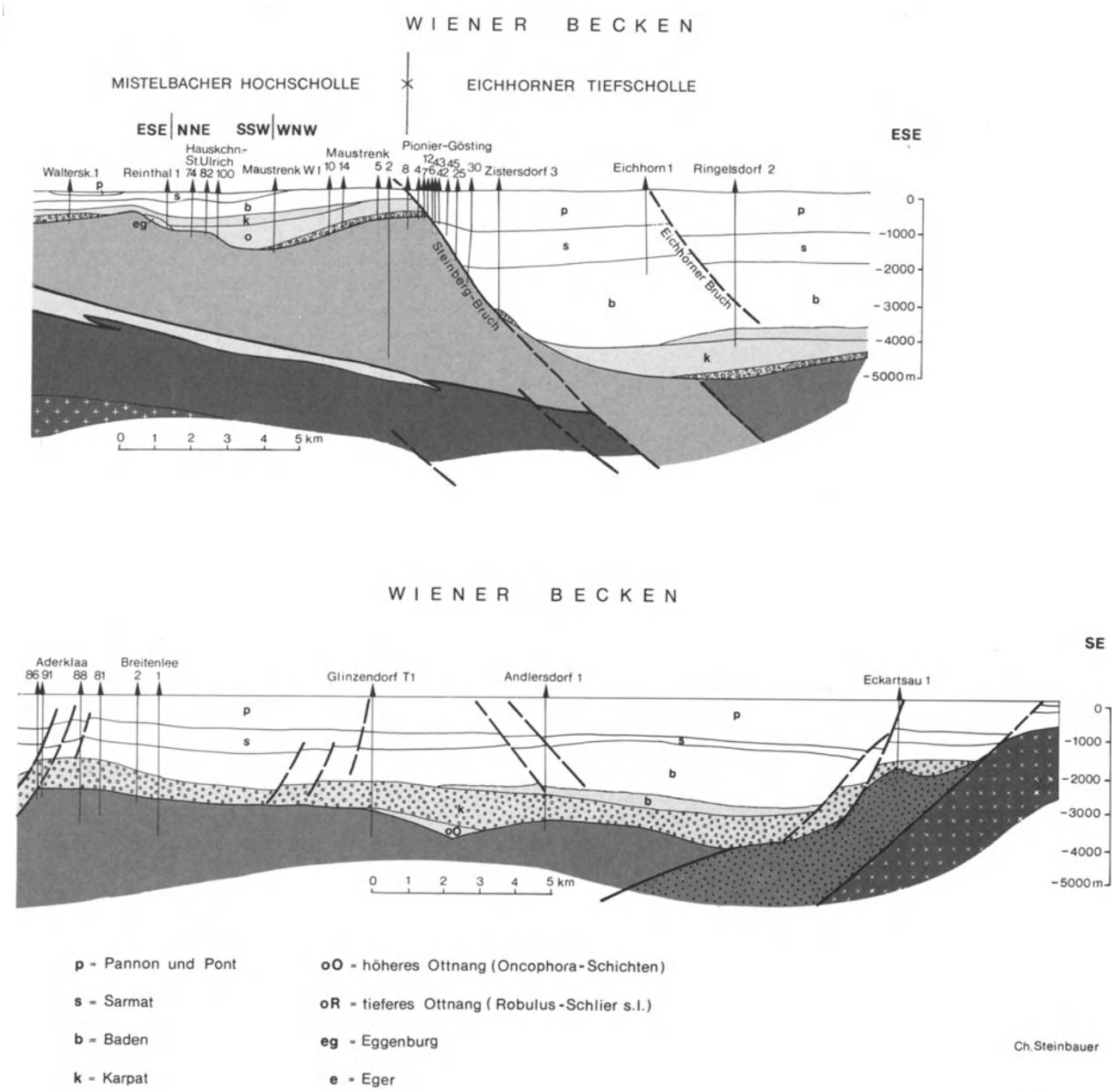


Abb. 131. Tektogenetische Beziehungen der Schichtabfolgen des Inneralpinen Wiener Beckens zur Molasseevolution



p = Pannon und Pont
s = Sarmat
b = Baden
k = Karpat
oO = höheres Ottnang (Oncophora-Schichten)
oR = tieferes Ottnang (Robulus-Schlier s.l.)
eg = Eggenburg
e = Eger

Ch. Steinbauer

Reinthal 1 und Mühlberg 13 als die ältesten diskordant auf das reliefierte Deckenland deponierten Bildungen erkannt. Diese *Planularia-Schichten* beinhalten großwüchsige marine Foraminiferen- und Molluskengemeinschaften, die einen Vergleich mit den Schichten von Eggenburg und des mittleren Waagtales erlauben und somit in das tiefere Eggenburg einstufbar sind. Die bemerkenswert nähere biofazielle Bindung der Faunen zum Waagtal wird leicht aus der damaligen geographischen Situation verständlich (Eggenburg lag jenseits des Molassebeckens). Altersmäßig entsprechende Konglomerat- und Tonmergelserien waren im tschechoslowakischen Anteil des Wiener Beckens schon lange auch obertags beobachtet worden. – Ein bis jetzt isoliert verbliebenes Vorkommen tieferen Eggenburgs wäre noch aus dem zentralen Wiener Bekken anzuführen. Nur in der Bohrung Orth 1 traf man auf das polymikte, aus Material der Semmeringserie zusammengesetzte, ca. 100 m mächtige *Orther Konglomerat,* in dessen Liegendem marine Foraminiferen des Untereggenburgs (u. a. *Uvigerina parviformis* PAPP) gewonnen worden waren. Es ruht über einer auch im nahen Aufschluß Enzersdorf 17 festgestellten fossilleeren Kalkbrekzie (Tertiärbasis) ungeklärten Alters (und geringer Verfrachtung?) der Semmeringserie auf. – Jünger sind die grauen, gut geschichteten bis schieferigen, fallweise wolkig verkieselten, etwas braune Mürbsandsteine führenden Tonmergel des *Schliers* des Inneralpinen Wiener Beckens mit grobklastischen, nicht selten fossilreichen Rand- und Basalbildungen (= *Schlierbasisschutt*), wie sie auf der Poysbrunner Scholle zwischen Herrnbaumgarten und Schrattenberg auch an der Oberfläche anstehen. Bezeichnend für den Schlier sind seine lithologischen und faunistischen Übereinstimmungen mit den Schieferigen Tonmergeln der Inneren Molasse (= Waschbergzone s. s.). Daraus wird die einstige geographische Nachbarschaft der beiden Sedimentationsräume klar. Wie die Schieferigen Tonmergel umfaßt auch der Schlier den stratigraphischen Umfang Eggenburg – Ottnang. Die mit dem Eggenburg beginnende Überflutung des südlich des schmalen Seeweges zwischen Molasse und pannonischem Raum befindlichen Festlandes gegen Süden und Südwesten geschah langsam und zaghaft raumgreifend (Obereggenburg – Unterbaden). Dadurch wird verständlich, daß mit fortschreitender Transgression immer jüngerer Schichten sich deren gleichförmige Basalhorizonte (= Flysch- oder Schlierbasisschutt) gleichfalls stratigraphisch „verjüngen" (Eggenburg bis Karpat). Im Obereggenburg war weiterhin das Meer auf das nördliche Wiener Becken (nördlich des Spannberger Rückens) in Muldenzonen des Festlandreliefs beschränkt geblieben. Seinen Absätzen entspricht nebst lokalen Schlierbasisschuttbildungen der tiefere Anteil des Schliers, der sogenannte *Cyclammina-Bathysiphon-Schlier.*

Ottnang: Mit dem *Cibicides-Elphidium-Schlier* setzte die Sedimentation in den Muldenbereichen gleichförmig fort. Gegen Süden griff sie dagegen auf bislang festländisches Gelände über, wobei es zu Mollusken-reichen, Flysch führenden Transgressionshorizonten kam (Steinbergflysch: Maustrenk; westliches zentrales Wiener Becken: Tallesbrunn 6 und Heidenberg 1). Ohne Unterbrechung geht die eintönige Tonmergelfolge in den *Fossilarmen Schlier* des höheren Ottnangs auf, der in der Molasse mit den Oncophora-Schichten altersgleich sein könnte. Die gesamte Schliersequenz vom Eggenburg bis ins Ottnang des Inneralpinen Wiener Beckens findet sich in der Literatur häufig als *Luschitzer Serie.* – Im Süden des Spannberger Rückens östlich des späteren Steinbergbruches stieß im Ottnang das Meer gegen das zentrale Wiener Becken (Felder Bockfließ – Matzen – Schönkirchen) südwärts vor und lagerte auf dem akzentuierten Oberflächenrelief von Flysch- und kalkalpiner Basis erst marine, dann brachyhaline Schichten ab = *Bockfließer Schichten.* Die marine Molluskenfauna im Liegenden der Wechselfolge von Quarzsanden und Tonmergeln wird mit jener von Maustrenk verglichen (basales Ottnang), während im Hangenden Elemente geringeren Salzgehaltes mit vor allem Oncophoren dominieren und den Oncophora-Schichten des höheren Ottnangs der Molasse in jeder Weise gleichen (früher waren sie auch als solche im Wiener Becken bezeichnet worden). – Auf dem südöstlich anschließenden Festland innerhalb der hier abgesteckten Grenzen sind aus dem heutigen Brennberger Hügelland die ersten terrestrischen Sedimente bekannt. Über dem kristallinen Grundgebirge liegen die kohleführenden *Süßwasserschichten von Brennberg* (in Österreich nur wenig verbreitete Tegel, Sande und Sandsteine mit häufigen Pflanzenresten) und die *Unteren Auwaldschotter* (grobkörnige, vorwiegend kristalline Schotter in sandig-kiesiger Matrix). Darauf folgen die *Oberen Auwaldschotter* mit hohem Gehalt großkalibriger Gerölle aus Grauwackenzone und Nördlichen Kalkalpen. Hervorzuheben wären noch die seltenen, aber sehr bezeichnenden Komponenten obereozäner Nummulitenkalksandsteine und Nulliporenkalke, welche als Zeugnisse für den ersten Sedimentationszyklus bereits Erwähnung gefunden haben.

Karpat: Im Marinbereich des nördlichen Wiener Beckens (Mistelbacher Hochscholle: Steinberggebiet) kamen mit scharfer Grenze und viel-

fach auch mit Winkeldiskordanz auf dem Schlier fossilführende Tonmergel und Sande zum Absatz = *Schichten mit Uvigerina bononiensis primiformis,* welche den Laaer Schichten in der Molasse entsprechen. – Östlich des Bisambergbruches, auf der Mistelbacher Hochscholle, wurden durch die südliche Gruppe der Paasdorfer Bohrungen *Korneuburger Schichten* (graue Tonmergel und feinkörnige Sande in Wechsellagerung) direkt über reliefiertem Flysch bekannt. Die nördliche Gruppe der Paasdorfer Tiefenaufschlüsse traf sie hingegen nur mehr vereinzelt und schon diskordant über Schlier an. Die Mistelbach 1 noch weiter im Norden durchörterte unter dem Baden sofort den Schlier des Wiener Beckens. – Im Süden des Spannberger Rückens, im Bereiche der Eichhorner Tiefscholle, gelangten ausschließlich terrestrische Sedimente zur Ablagerung. Doch stand das Gebiet durch räumlich faziellen Übergang im Norden (Bohrung Ringelsdorf 2 und dann besonders auf tschechoslowakischem Boden) mit dem marinen Areal mittelbar in Verbindung. Diskordant auf erosiv reliefierten oder völlig beseitigten Bockfließer Schichten transgredierten die *Gänserndorfer Schichten* mit basalem polymiktem Konglomerat und einer Folge grauer und bunter Sandsteine und Tonmergel. Lokal kam Anhydrit zur Ausbildung. Ein typischer Characeen-Horizont und Land- und Süßwasserschnecken stellen die Fossilführung. In der Randfazies folgen darauf mit Schichtlücke, in der Muldenfazies lösen sich allmählich daraus die *Aderklaaer Schichten* (= Aderklaaer Schlier). Die grauen Sandsteine und Tonmergel zeigen im Hangenden untergeordnet gröberklastische Einschaltungen und bergen limnische Mollusken und Ostrakoden. Sie sind mit den Schichten von Lab in der Slowakei identisch, die sich im Norden mit der marinen Fazies verzahnen. Der Übergang ist auch mit Ringelsdorf 2 in Österreich erwiesen. Erwähnenswert wären die in der Bohrung Orth 1 darin festgestellten Andesite und Andesittuffe, Äquivalente des älteren steiermärkischen Andesitvulkanismus und des Mittleren Rhyolithtuffes Ungarns. Darauf folgt, durch tiefgreifendes Erosionsrelief geschieden, das *Aderklaaer Konglomerat,* ein aus kalkalpinen und kristallinen Komponenten bestehender Psephit. Altersgleich ist das südlich der Donau auf der Mödlinger Hochscholle angetroffene *Rothneusiedler Konglomerat,* dessen Geröllmaterial nur den Kalkalpen entnommen ist. – Im Gebiet der späteren Randbuchten des Wiener Beckens überlagern die *Hochriegelschichten* als pflanzenführender Sand- und Tonkomplex mit nicht bauwürdigen Lignitflözen die Auwaldschotter. Den Abschluß bildet der *Brennberger Blockschotter* aus bis kubikmetergroßen Kristallinblökken der nächsten Umgebung in sandig-lehmigem Bindemittel. Stratigraphisch vergleichbar sind die *Ruster Schotter* des Eisenstädter Beckens. Diese ehemals fluviatil geschütteten Sande und Schotter entstammen dem heute SE Ödenburg in der Tiefe versunkenen Bergland und wurden quer über das damals unbedeutende Leithagebirge (Burgstall – Stotzing) in das südliche Wiener Becken verfrachtet. Durch Umlagerung des ingredierenden Meeres im höheren Unterbaden gingen großteils die Flußablagerungsmerkmale verloren. Die Süßwassersedimente von Hart südlich Gloggnitz (schotterführende Tonmergel mit Glanzkohlenflözen) im Süden des Wiener Bekkens leiten bereits zu den gleichaltrigen Ablagerungen der Norischen Senke bzw. zum Tertiär auf der Ostabdachung der Zentralalpen über.

Tieferes Unterbaden (Untere Lagenidenzone): Im nördlichen Wiener Becken stand damals das Meer über den Schuppenbau der Inneren Molasse (= Waschbergzone s. s.) hinweg mit jenem der Äußeren Molasse in Verbindung. Berühmte Tagesaufschlüsse in der Fazies des *Badener Tegels* (blaugraue, kaum geschichtete Tonmergel mit Sandlagen) fanden sich im Bereiche der Poysbrunner Randscholle in den ehemaligen Ziegelgruben von Frättingsdorf, Ameis und Ernsdorf. Es sind Absätze auf Seichtwasser- bzw. Schwellenzonen und kommen auch im Liegenden der Nulliporenkalke vom Steinberg vor. Ähnliches ist in der Bucht von Niederleis zu beobachten mit zusätzlichen kleinen Lithothamnienkalkarealen und bedeutenden fein- bis grobkörnigen schotterigen Einschaltungen von zumeist örtlicher Provenienz (Waschbergzone) = *Bannholzschotter.* Gegen Osten auf der Mistelbacher Hochscholle geht aus den Bohrungen die Dominanz der Mergelausbildung hervor, doch lassen sich die Bannholzschotter darin bis an den Steinbergbruch verfolgen. – In den wenigen bisher vorliegenden Tiefschollenprofilen (Bernhardsthal 3a, Ringelsdorf 2) setzt die Tonmergel-Sand-Fazies fort. – Südlich des Spannberger Rückens, über slowakisches Territorium mit dem nördlichen Wiener Becken kommunizierend, gelangten im zentralen Wiener Becken feste Tonmergel der Unteren Lagenidenzone in Muldenbezirken zwischen den karpatischen Konglomeraten von Aderklaa und Rothneusiedl zum Absatz.

Der dritte Sedimentationszyklus der eigentlichen Beckenfüllung (höheres Unterbaden bis Daz): Damit begannen die bedeutenden Absenkungsprozesse, die schließlich zum gegenwärtigen Bild des Inneralpinen Wiener Beckens und seiner Randbuchten führen sollten. Auf der weiträumig langsam, aber beständig niederbrechenden al-

pin-karpatischen Unterlage entwickelten sich eine Fülle von ineinandergreifenden Rand- und Beckenfazies, die allesamt jedoch die Züge einer bloß untiefen Meeresbedeckung tragen. Trotzdem kam es im Gefolge einer während langer Zeitspannen lebendigen synsedimentären Bruchtektonik zu teilweise eindrucksvollen Schichtmächtigkeitsunterschieden auf Rand-, Hoch- und Muldenzonen innerhalb des Gesamtbeckens. Neben den bereits von den Überflutungen des zweiten Sedimentationszyklus betroffenen Gegenden wurden nun durch die Senkungsvorgänge neue, bisher trocken verbliebene Gebiete im Süden und Westen von der aus dem Osten kommenden Meeresingression erfaßt. Die Ablagerungen dieser dritten Sedimentationsfolge liegen daher vielfach im Norden jenen des zweiten Zyklus diskordant auf, während sie im Süden direkt dem erosiv oberflächengestalteten alpin-karpatischen „Grundgebirge" aufruhen. Die Zugänge zum Weltmeer wurden indes bald darauf behindert und zunehmend unterbunden, was sich in allmählicher Abnahme des Salzgehaltes der See und in der Anpassung der Organismenwelt an die sich verändernden Umweltsbedingungen ausdrückte. Die daraus resultierende endemische Entwicklung des Lebens lieferte brauchbare stratigraphische Abgrenzungen, deren Korrelierung mit den Gliederungssystemen von Tethys und Atlantik in jüngster Zeit unternommen worden ist.

Baden (exklusive Untere Lagenidenzone): Zur Zeit der Oberen Lagenidenzone gewann das Wiener Becken in etwa seinen künftigen Umriß. Es bestand aber durch die Zayafurche weiterhin Verbindung mit der Äußeren Molasse. Im Bekken selbst ragten der Spannberger Rücken und das Leithagebirge als Inseln über den Meeresspiegel. Östlich der Linie Hainburger Berge – Ruster Höhenzug – Brennberg befand sich Festland. Das Meer drang an seiner Westküste teilweise beträchtlich über den heutigen Beckenrand landeinwärts (Gaaden, Gainfarn) und bedeckte oder verzahnte sich dort mit kurz zuvor entstandenen limnischen Absätzen einschließlich bescheidener Lignitbildungen (Ottakring, Mauer, Jaulingwiese bei Leobersdorf und Grillenberg). Innerhalb der Tonmergel nimmt der fossilreiche *Badener Tegel* von Sooß eine besondere Stellung ein. Er wurde deshalb auch zum Holostratotypus des Badens erwählt. Im zentralen Becken kennt man in der pelitisch-psammitischen Sedimentsequenz Grobschüttungen: das aus Südosten verfrachtete, wechselnd viel Kristallingerölle führende *Andlersdorfer Konglomerat* und das gleichalte, weiter im Norden entwickelte *Auersthaler Konglomerat* mit westlicher Herkunft (Flysch, Waschbergzone). In der Linenberg 1 war ein Glastuffit rhyolithischer Zusammensetzung erbohrt worden, der der ersten Andesitphase des westkarpatischen Vulkanismus angehört. – Im Verlaufe der Sandschaler- und der Buliminen-Bolivinen-Zone erreichte das Meer seine größte Ausdehnung im Rahmen der Bekkenentstehung. Spannberger Rücken und Leithagebirge versanken in den Fluten, und auch das östliche Festland wurde von einer Flachsee eingenommen. An den Beckenrändern kam es zur Ausbildung einer Vielzahl von Fazies: grobklastische Strandsedimente (landeinwärts auch terrestrische Blockschichten) des unmittelbaren Küstensaumes; Schotter, Konglomerate und Brekzien als Zeugen fluviatiler Einflußnahme (Triesting, Piesting) mit Süßwassereinschaltungen *(Ameiser Süßwasserkalk)* und Vertebratenfunden (Poysbrunner Scholle: Kleinhadersdorf); weit verbreitet gewachsene und detritäre Nulliporenkalke (schlechthin der *Leithakalk* genannt) auf Untiefen (Steinberg, Leithagebirge etc.) und Strandlinien; Sande und Sandsteine (*Pötzleinsdorfer* und *Ritzinger Sande,* letztere mit basalen Kohlenflözen); *Amphisteginenmergel* (Nußdorf) und schlierähnliche Tonmergel *(Walbersdorfer Schlier).* Die Bruchbewegungen vor allem jetzt ab der Buliminenzone verursachten auffallend differenzierte Schichtmächtigkeiten auf den verschiedenen tektonischen Beckenelementen (das Baden auf der Mistelbacher Hochscholle 150 bis 600 m: Eichhorner Tiefscholle bis 1100 m). – Mit der Rotalienzone des Oberbadens stellte sich eine regressive Zwischenphase ein, deren Tonmergel-Sand-Folgen nur im Beckeninneren mit kümmerlichen Mikrofaunen vertreten sind, an den Beckenrändern beobachtet man Schichtlükken. Im nördlichen Wiener Becken greift aus dem mährischen Raum mit bunter Fazies ein lakustrischer Tonmergel-Sand-Komplex auf Österreich über.

Sarmat: Nach der im Oberbaden eingetretenen Rückzugsphase, die zu Beginn des Sarmats noch kurzfristig andauerte (und der vielleicht auch noch teilweise die „bunte Fazies" im Norden der Mistelbacher Scholle entsprechen mag), drang dann das Meer wieder bis an die Beckenränder vor. Seine Verbreitung ist aber noch deutlicher an den tektonischen Rahmen des Wiener Bekkens gebunden. Trotzdem entsandte es über die Zayafurche im Unter- und Obersarmat episodische Randbuchten in die Äußere Molasse. Die während der Rotalienzone des Oberbadens wieder emporgetauchten Kristallinhorste der Hainburger Berge, des Leithagebirges und des Ruster Höhenzuges verblieben nun Inseln. Das östlich angrenzende Gebiet war von sehr flacher See bedeckt. Die verstärkte Abschnürung der restlichen Paratethys vom Weltmeer hatte brachyha-

lines Milieu und eine entsprechend artenarme, aber individuenreiche Lebewelt zur Folge. Die endemischen Biosequenzen erlauben eine erfolgreiche regionale Gliederung, deren Einbau in marine Schemata im Gange ist. Die Faziesvielfalt an den Küsten und auf Untiefen war eine ähnliche wie im Baden: Strandkonglomerate, Brekzien, Schotter, Sande und Sandsteine, Tonmergel, detritäre (umgelagerte) Nulliporenkalke und seltene gewachsene Foraminiferen- und Serpelriffkalke (Wolfsthal, Hölles). Das Untersarmat findet sich auf der Mistelbacher Hochscholle etwa bei Siebenhirten in schotterig-sandig-tonmergeliger Fazies typisch ausgebildet. Im Wiener Raum fand die pelitische Sedimentation als *Hernalser Tegel* besondere Auszeichnung. – Das Mittelsarmat ist wieder eine Periode des Zurückweichens, deshalb finden sich in der Randfazies meist Schichtlücken. – Dagegen transgrediert das Obersarmat neuerlich am Rahmen des Beckens und seiner Randbuchten. Auch der größte Teil des südlichen Wiener Beckens war meererfüllt und stand mit dem Eisenstädter Bekken unmittelbar in Verbindung. Es gab damals keine Urtriesting quer über ein trockengefallenes Gebiet. An Ablagerungen wären besonders hervorzuheben das *Riesenkonglomerat von Windischbaumgarten:* große Leithakalkblöcke in Sand- und Sandsteinmatrix mit Fossilgehalt wie der *Atzgersdorfer Stein* und die sandige *Lumachelle von Nexing,* darin der Holostratotypus des Sarmats verankert liegt. – Im Bereiche der Tiefschollen kamen gleichförmige Folgen von Tonmergeln, Sanden und Sandsteinen im Laufe des gesamten Sarmats zur Ablagerung, wovon aber der Anteil des Obersarmats mehr als die Hälfte beträgt. Das jüngste Sarmat ist nur im Beckeninneren als „Verarmungszone" überliefert, von den Beckenrändern hatte sich das Meer zurückgezogen. Die fortwährende synsedimentäre Absenkung im Sarmat widerspiegeln die Mächtigkeitsunterschiede auf Hochscholle (bis 400 m) und Tiefscholle (bis 1500 m).

Pannon: Die im Oberbaden beginnende und im Sarmat fortschreitende langsame Aussüßung im Wiener Becken und in seinen Randbuchten fand damals ihre Vollendung. Kaspibrackische Verhältnisse im Unter- und Mittelpannon leiteten endlich zum rein limnisch-fluviatilen Milieu des „Oberpannons" über. Die Verbreitung pannonischer Sedimente ist fast ausnahmslos auf die Senkungsfelder beschränkt. An den Rändern und auf Hochzonen streicht obertags tieferes Pannon aus, dagegen beschließt in den Tiefschollen das „Oberpannon" die Schichtfolgen. Im Wiener Becken und seinen peripheren Buchten fanden weiterhin Absenkungsbewegungen in bereits bekannter Differenzierung statt (Hochscholle bis 300 m: Tiefscholle bis 1500 m). Östlich der Linie Hainburger Berge – Ruster Höhenzug – Brennberg – Geschriebenstein, also auf österreichischem Boden bloß das Land östlich der Hainburger Berge und den im Süden anschließenden Seewinkel betreffend, setzte mit dem Pannon der tektonische Stil des pannonischen Raumes ein. Den geringen Vertiefungen im Baden und Sarmat standen nun gewaltige Bruchabsenkungen im Pannon gegenüber. Die fazielle Ausbildung und der Fossilgehalt der Sedimente bleiben überaus reichhaltig, von Strandkonglomeraten bis hin zu Peliten. Das tiefste Pannon (Zone A) ist als *„Zwischensand"* nur im Beckeninneren belegt, an den Beckenrändern klafft eine Schichtlücke. Die folgenden Zonen B und C des Unterpannons sind vorwiegend sandig-tonig entwickelt. Darunter ist der mächtige *Mistelbacher Schotterkegel* in lückenloser Fortsetzung via Zayafurche des von einem Gerinne geschütteten Hollabrunner Schotterkegels als fluviatile Ablagerung besonders herauszustreichen. Seine Sande, Kiese und feinkörnigen Schotter mit etwas Tegellinsen sind bis an den Steinbergbruch verbreitet. Sie bergen bezeichnende Ostrakoden-, Mollusken- und Wirbeltiergemeinschaften, die im Westen basal noch Zone B sicherstellen, im Hangenden und dann im Osten aber ausschließlich für Zone C sprechen. – Im Mittelpannon (Zonen D und E) sind fossilreiche Tonmergel und Sande sowohl aus dem Becken als auch von den Rändern vielfach bekannt. Auch Kiese und feinkörnige Schotter finden sich gelegentlich. Der früher in Ziegeleien im Weichbild Wiens gebaute Tonmergel ging als *Inzersdorfer Tegel* in die Literatur ein. – Das „Oberpannon" (= Pont, die Zonen F bis H) kam in Form bunter Tonmergel in Beckenlagen zum Absatz. Über der *„Blauen Serie"* (F-G) mit liegenden, regional weit verbreiteten, teilweise bauwürdigen Ligniten (z. B. Zillingthal) liegt die *„Gelbe Serie",* die beide in der Frühgeschichte der Erdölprospektion als Leithorizonte auf der Suche nach Strukturen von entscheidender Wichtigkeit waren. Auf Hochschollenbereichen des zentralen Wiener Beckens entsprechen Schotter und Sande mit Wirbeltierfunden (Stammersdorf – Wolkersdorf – Prottes) bzw. Süßwassermergel und -kalke (Eichkogel, Moosbrunn) dem höchsten Miozän. – Mächtige, nicht näher einstufbare jungmiozäne Flußschotter bauen um Berndorf die Hochfläche zwischen Triesting- und Piestingtal im Bereich der Kalkalpen auf (der Gesamtschichtstoß reicht aber fossilbelegt bis ins Baden hinunter). – Aus der weiteren Umgebung von Neunkirchen ist das pliozäne (dazische) *Rohrbacher Konglomerat* bekannt, dessen kalkalpine Geröllfracht von einem

Schwarzavorläufer herrührt. Gegen Osten konnte eine mögliche Verzahnung mit einer während des Autobahnbaues prächtig erschlossenen, bedeutenden Wechselfolge von meist roten, aber auch grünen Tonen mit lagenweisen Blockschottern und Blocklehmen mit Quarz- und Kristallinkomponenten beobachtet werden. Diese Ablagerungen erinnern sehr an die pliozäne *Rote Lehm-Serie* des nördlichen Wiener Beckens, deren Grobbestand natürlich infolge des unterschiedlichen Einzugsgebietes ein anderer ist. Sie liegt auf der „Gelben Serie" der Tiefscholle im Osten des Steinbergbruches und verweist mit ihren bald 100 m Dicke auf die Fortdauer der Bruchbewegungen. – Im Hangenden des Rohrbacher Konglomerates erscheint lokal im südlichen Wiener Becken der *Würflacher Blockschotter* mit grobem Schutt der nächsten Umgebung. – Die basaltischen Deckenergüsse des Pauliberges bei Landsee und von Stoob bei Oberpullendorf können im Zusammenhang mit dem Basaltvulkanismus der Oststeiermark und Ungarns als nachpannonisch, vermutlich dazisch datiert werden.

Tektonik

Moderne Oberflächenkartierungen und zahllose Bohrungen haben auf der Suche nach immer neuen Öl- und Gaslagerstätten neben Klärungen und Vertiefungen der Kenntnisse in stratigraphischen Belangen auch das Wissen um das geodynamische Geschehen dieses Raumes bereichert. Die dreizyklische Anordnung der Besprechung des Schichtumfanges gibt dem Ausdruck. – Nach der mit der Illyrischen Dislokationsphase abgeschlossenen Subduktion des Penninikums im Alpenorogen kam es in der Folge aus dem Osten, aus den paläogeographisch noch unversehrten Karpatentrögen zu vorübergehend weitflächiger Überflutung des südlichen Areals des Wiener Beckens und seiner Peripherie. – Vielfältig sind die Zeichen tektonischer Beanspruchung der verschiedenen Deckenelemente während der neuerlich und wiederholt auflebenden Akte des Eindriftens von Vorland unter das alpine Orogen, ohne daß diese „nachgosauischen" Bewegungen im einzelnen zeitlich genauer zu fassen wären. Lediglich jene flexurartigen Abbiegungen, Versteilungen und Südüberkippungen im Orogen, wie sie heute am Alpenostrand und im Untergrund des Beckens nachgewiesen sind, lassen sich bei überregionaler Betrachtung mit einiger Wahrscheinlichkeit mit den Auswirkungen der Jungsavischen Phase in Beziehung bringen. Über eine in diesem Zusammenhang entstandene Depression im Alpen-Karpatenkörper kam es im jetzigen nördlichen Wiener Becken zu einem schmalen, die Molasse mit dem mittleren Donaubecken in Ungarn verbindenden Seeweg und zu anschließender langsam nach Süden raumgreifender mariner Sedimentation. Im übrigen Terrain dieses Ausschnittes herrschten Festlandsbedingungen mit von den gegenwärtigen abweichenden orographischen Verhältnissen. – Die an der Orogenfront von Ostalpen und Westkarpaten gegen Osten beobachtbare Retardierung tangentialer Bewegungen im Gefolge krustenkonsumierender Prozesse in der Erdrinde führte dazu, daß Sedimente des Eggenburgs und Ottnangs, die in der Molasse südlich der Donau vom Flysch bereits überschoben werden, nördlich des Stromes auf Flysch transgredieren und nun ihrerseits im Verlauf späterer Dislokationen passiv auf alpiner Basis westwärts verfrachtet und über gleichalte, ehemals benachbart abgelagerte Schichten geschoben werden (Schlier des Inneralpinen Wiener Beckens auf Flyschunterlage über Schieferige Tonmergel der Inneren Molasse = Waschbergzone s. s.). – Erst mit der Oberen Lagenidenzone im höheren Unterbaden setzt die eigentliche Bildung der Einbruchsbekken ein. An zum Teil gewaltigen und über lange Strecken verfolgbaren Bruchbahnen, deren zeitliche und räumliche Wirksamkeit sowie Einfallen und Sprunghöhe unterschiedlich sein können, taucht das alpin-karpatische Deckengebäude ab. Dabei kam die junge Bruchtektonik augenscheinlich über alten postvariszischen Störungszonen zu liegen, wie sie vom Untergrund der Molasse beschrieben werden. Diese streichen im spitzen Winkel unter das Orogen und könnten durch Reaktivierung die offensichtliche Kongruenz von altangelegten Störungen mit jungen Brüchen verursachen (Wollmannsberger Störung – Steinbergbruch; Steinabrunner Störung – Schrattenberger Bruch). Den allmählichen Einbruch des Wiener Beckens und seiner Peripherie veranschaulichen teilweise auch morphologisch wirksam werdende Randbruchsysteme insbesondere südlich der Donau sehr schön. Die komplizierte Differenzierung des Inneren der Senkungsfelder in Rand-, Hoch- und Tiefschollen mit ihren Fazies- und Schichtmächtigkeitsunterschieden während des langsamen, aber permanenten Vorganges war durch die rege Bohrtätigkeit vor allem im Wiener Becken aufgedeckt worden. Im Norden trennt der Falkensteiner Bruch die Poysbrunner Randscholle von der Inneren Molasse, der Schrattenberger Bruch setzt die Mistelbacher Hochscholle bzw. als südliche Fortsetzung der Bisambergbruch die schmale Kronbergscholle ab. Steinberg- bzw. Putzinger und Seyringer Bruch begrenzen die (Eichhorner) Tiefscholle im Westen, der Zwerndorfer Bruch im Osten. Südlich der Donau sondern der Eichkogel- und Badener Bruch den westlichen Bek-

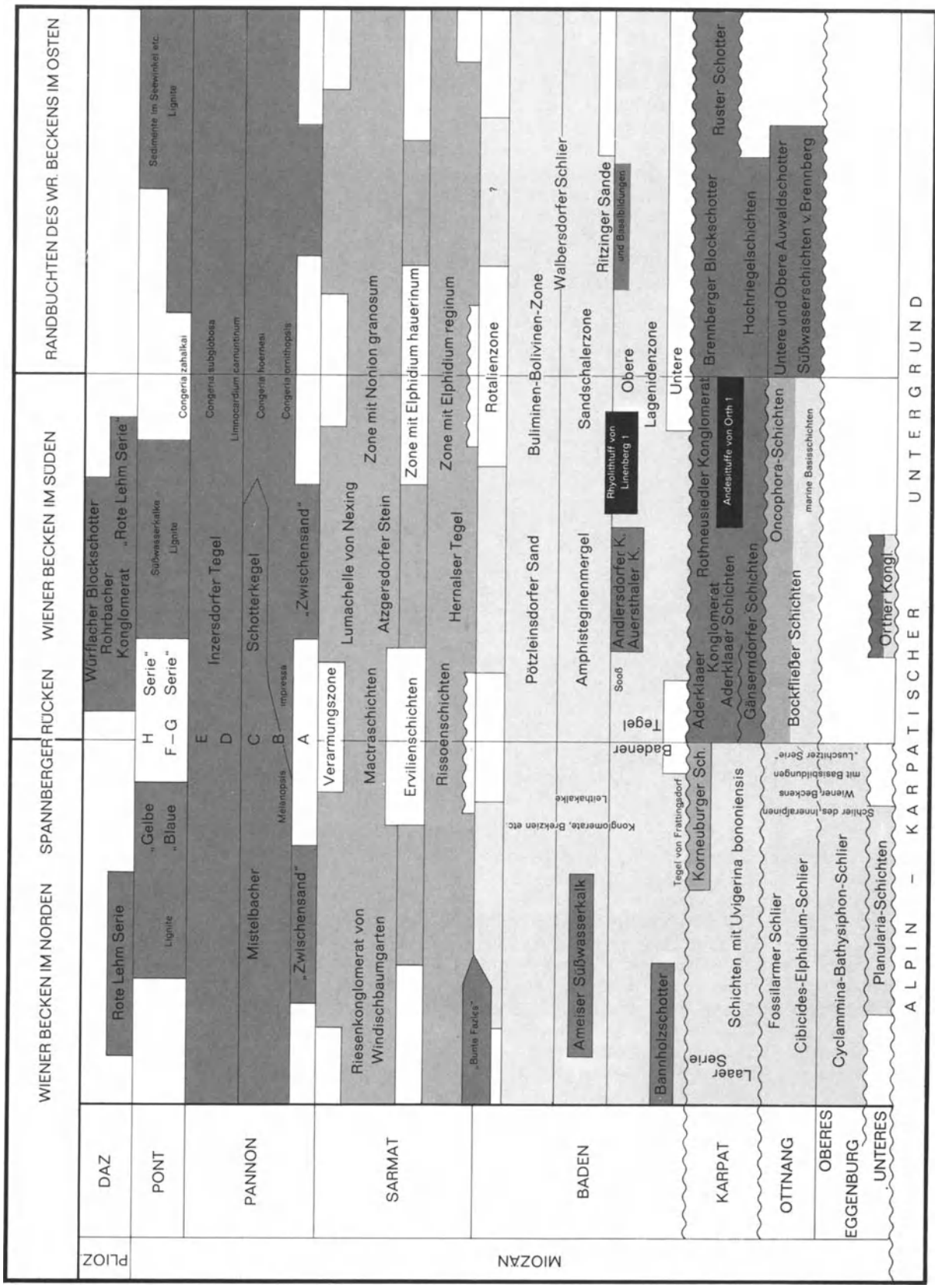
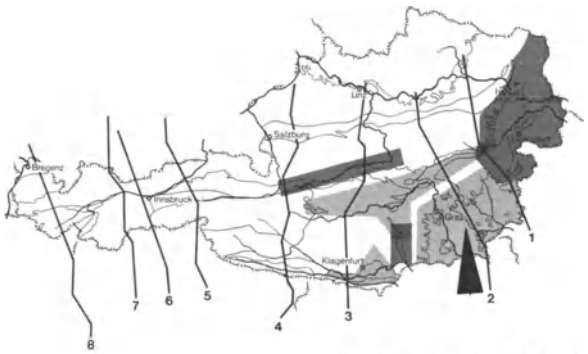


Abb. 132. Die jungtertiäre Schichtfolge des Inneralpinen Wiener Beckens

kenrahmen, die Nußdorfer und Leopoldsdorfer Bruchstaffeln scheiden die Mödlinger Hochscholle vom Beckentief, das an gewaltigen parallel verlaufenden Bruchstrukturen am Leithagebirge seine östliche Begrenzung findet. Der Untergrund der Tiefschollen ist überdies durch altes Relief und junge Störungen in Mulden- und Scheitellagen gegliedert. Die Absenkungen dauern bis in die Gegenwart an. Das zeigen der Graben-im-Graben der Mitterndorfer Senke im höheren Pleistozän und heute noch meßbare, Bergzerreißungen ähnliche Erscheinungen an Beckenrändern gegen das Beckeninnere an (Loretto am Leithagebirge, St. Margarethen am Ruster Höhenzug). – Ein seit langem bekanntes und auch genütztes Phänomen stellen die an die Beckenrandbrüche gebundenen Thermen dar. Nach neueren Erklärungsversuchen sind sie keine an einer „Thermenlinie" aufsteigenden juvenilen Wässer, sondern der im klüftigen, daher sehr wegsamen Beckenrahmen einsickernde Niederschlag, der, durch die größere Wärmeleitfähigkeit dieser Gesteine im Vergleich zu den Sedimenten im Senkungsfeld eher aufgeheizt, an den ausgedehnten Grenzflächen unterschiedlicher Wasser- und Wärmeregime (= Beckenrandbrüche) wieder hochkommt.

Literatur: ANDRUSOV D. 1938; BRIX F. & GÖTZINGER K. 1964; FUCHS W. 1965, 1972, 1976b; GRILL R. 1953, 1960, 1962, 1968; GRILL R. & KAPOUNEK J. 1964; GRILL R. & KÜPPER H. 1954; JANOSCHEK R. 1932, 1951, 1964; JANOSCHEK R. & GÖTZINGER K. 1969; KAPOUNEK J. et al. 1965, 1967; KÜPPER H. 1968; WESSELY G. 1975.

3.12.2. Das Steirische Becken und seine Randbuchten



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Allgemeines

Dieses drittgrößte Tertiärareal Österreichs liegt zur Gänze auf alpinem Boden. Mit zahlreichen und vielgliederigen Buchten greift es tief in seinen Nord-, West- und Südrahmen ein (Rechnitzer Schieferinsel, Granitgneise des Masen- und Kulmberges, Grazer Paläozoikum, Koralpe und Poßruck). Nach Osten scheint das weite Hügelland mehr oder weniger offen, doch trennt auch da eine durch einzelne paläozoische Inselberge oberflächlich angedeutete und durch geophysikalische Messungen durchgehend erwiesene (Südburgenländische) Schwellenzone den eigentlichen westpannonischen Raum ab. Der geologisch vielfältige Rahmen gibt zu erkennen, daß die Untergrundverhältnisse gleichfalls abwechslungsreich sein werden, doch liegen in Anbetracht der Ausdehnung des Gebietes darüber noch recht spärliche Daten vor. Die Sausalschwelle zwischen Plabutsch im Norden und Sausal im Süden scheidet das kleinere Weststeirische Becken vom ungleich größeren Oststeirischen. Im ersteren kann das Koralpenkristallin als Basis bis etwa zur Beckenachse angenommen werden, weicht aber dann bei Eibiswald gegen Südwesten zurück. Jenseits der Schwelle im Oststeirischen Becken dürfte das Kristallin von St. Radegund – Weiz im Untergrund der Beckenfüllung östlich an Gleisdorf vorbeiziehen und bis in den Raum Feldbach – Gleichenberg reichen (= Radegund-Feldbacher Kristallinsporn), dabei das unter der Tertiärbedeckung verborgene Paläozoikum in eine westliche und eine östliche Teilmulde spaltend, die nur bei St. Anna am Aigen direkt in Verbindung zu stehen scheinen. Die Granitgneise des Kulm- und Masenberges vereinigen sich unter der Sedimenthülle mit jenen von St. Radegund und Weiz und stellen die Basis der Friedberger Bucht, verschmälern sich indessen wahrscheinlich gegen Osten zwischen Geschriebenstein und Eisenstein und dürften nördlich der Bohrung Walkersdorf 1 ihre Südbegren-

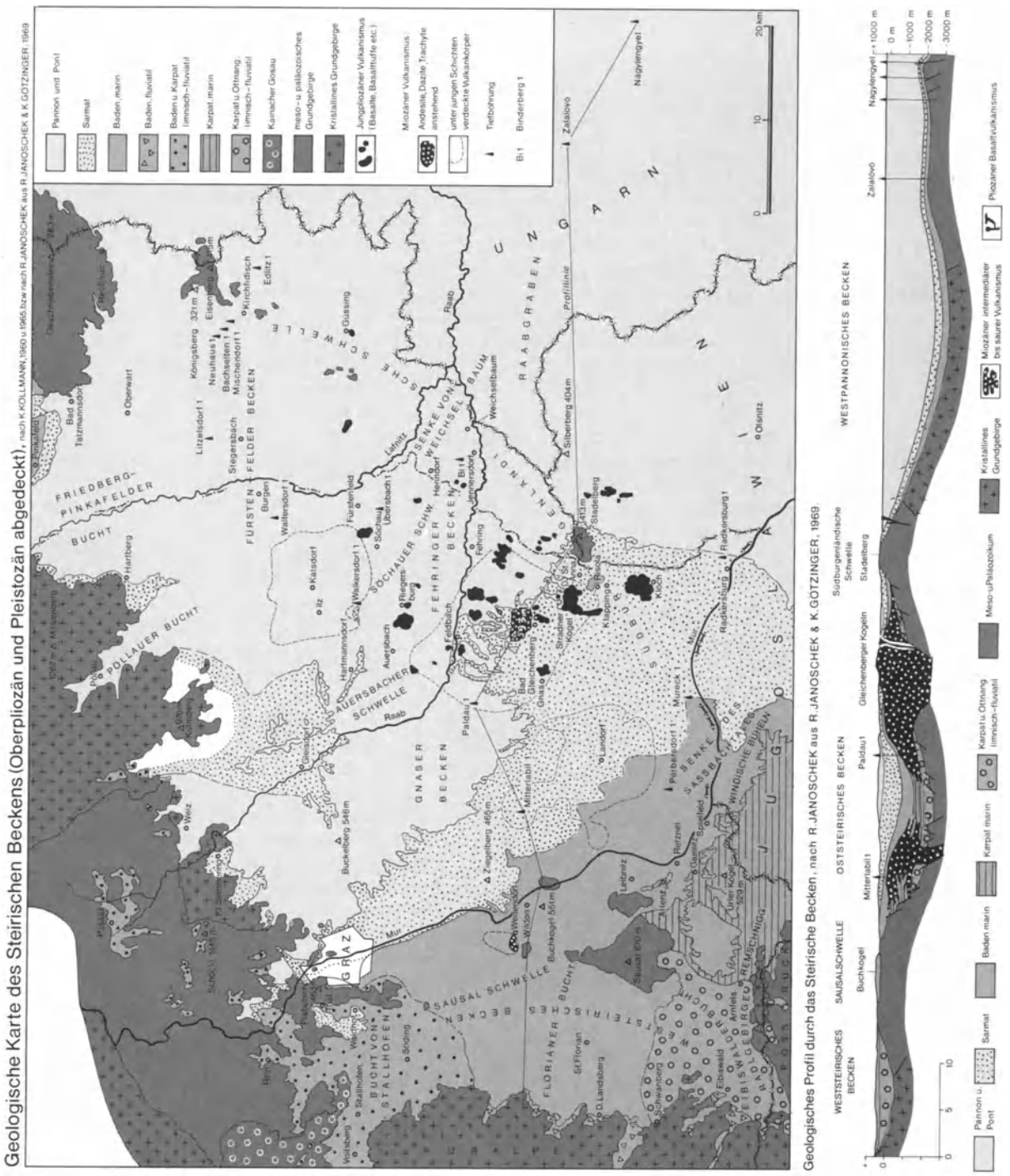


Abb. 133. Die geologische Situation im Steirischen Becken

zung finden. Ein weiteres bedeutendes Kristallingebiet unter dem Tertiärmantel trafen die Bohrungen in Jugoslawien im Bereiche von Olsnitz in der streichenden Fortsetzung des Bacher- und Poßruckgebirges an, welches gleichfalls schwellenartig die Verbreitung von Grazer Paläozoikum und Jungpaläozoikum plus Mesozoikum des ungarischen Mittelgebirges sondert. Das durch geophysikalische Methoden grundsätzlich erkannte reiche Relief des Beckenuntergrundes trägt das seine zur bunten und uneinheitlichen Sedimentabfolge bei. So läßt sich das Weststeirische Becken im Norden in die Bucht von Stallhofen mit westlicher Erweiterung in den Raum von Köflach – Voitsberg und nordöstlicher Tiefenfurche nach Thal – Matscha, im zentralen Abschnitt in die marine Ingressionsweite der Florianer Bucht und im Süden in die Eibiswalder oder Südweststeirische Bucht unterteilen. Im Osten der Sausalschwelle folgt das bis 2500 m tiefe Gnaser Becken (dazu im Nordwesten die Grazer Bucht gehört), das über die Senke des Saßbachtales quer über die Südburgenländische Schwelle hinweg im Karpat mit dem Murbecken und dem Raabgraben Verbindung hatte. Die anschließende Auersbacher Schwelle könnte sich in etwa mit dem Kristallinrücken von St. Radegund – Feldbach decken und leitet zum kleinen, aber bis 3000 m tiefen Fehringer Becken über, das seinerseits wieder durch die Söchauer Schwelle vom bislang wenig erforschten Fürstenfelder Becken getrennt wird, das mit seinen Buchten von Pöllau und Pinkafeld-Friedberg weit nach Norden reicht. Den Ostrahmen repräsentiert die Südburgenländische Schwelle, welche nur ungefähr in der Mitte mit der Senke von Weichselbaum eine größere Delle aufweist. Sie scheidet scharf jenen paläogeographisch verschieden gestalteten westpannonischen Raum, der als Festland über lange Zeiträume Hauptlieferant grobklastischer Schüttungen gewesen ist. Erst mit dem Obersarmat treten dann die gegenwärtigen Beckenränder als Abtragungsgebiete stärker in den Vordergrund und übernehmen diese Rolle im höchsten Miozän (Pannon), als die Absenkung und nachfolgende Zuschüttung des Westpannonischen Massives endgültig einsetzt.

Stratigraphie

Ottnang: Über einer reifen, ziemlich ausgeglichenen und durch die späteren Schwellenzonen noch nicht differenzierten Morphologie des prätertiären Untergrundes kam es zunächst zu mächtigen Verwitterungsbildungen und dann bei weiträumiger gleichmäßiger Vertiefung zum Absatz von „Limnischen Serien" ohne Vulkaniteinschaltungen. Die gegen das Hangende zunehmende Führung von Grobklastika mag Ausdruck verstärkter Absenkungstendenzen im Gefolge der Altsteirischen Dislokationsphase gewesen sein, welche schließlich zur Ingression des Meeres im Karpat von Süden her Anlaß gaben. – Hiezu zählen im Südwesten des Weststeirischen Beckens über *Rotlehmen* mit hangenden feinkörnigen Schottern die bekannten groben *Radl Wildbachschotter,* ein Riesenblockwerk aus der nahen Koralpe mit eingeschalteten Brekzienlagen. Vermutlich darüber folgen die *Unteren Eibiswalder Schichten,* eine Wechselfolge von Schottern, Kiesen, Sanden und Tonen (mit Herkunftsgebiet Koralpe), lediglich im Hangenden erscheinen kalkgeröllreichere Partien anderer Provenienz. – Im Oststeirischen Becken sind die *Basalbildungen* und die *„Limnische Serie"* nur aus den wenigen Bohrungen bekannt geworden. Im Süden des Gnaser Beckens durchörterten Mureck 1 und Perbersdorf 1 über dem Paläozoikum rote lehmige Basisbrekzien mit seltenen Landschneckenresten und darüber graue und glimmerige Tonmergel mit Mergelstein-, Sandstein- und Konglomeratlagen, letztere nehmen an Zahl und Dicke nach oben zu. Immer wieder finden sich in den Ablagerungen Kohleschmitzen. Der Aufschluß Übersbach 1 im Fürstenfelder Becken erreichte über der paläozoischen Basis wieder eine typische *Rotlehmserie* mit Phyllitbrekzien und Kohleflözchen. Die Überlagerung bilden pflanzen- und kohleführende bituminöse Mergelsteine und Tonmergelsteine mit Sandsteinlagen. Die Geröllfracht rührt wahrscheinlich aus Südosten vom Westpannonischen Massiv her. – Der Nordausläufer des Fürstenfelder Bekkens, die Friedberg-Pinkafelder Bucht, leitet in seiner faziellen Entwicklung bereits zu jenen tertiären Sedimenten auf der Alpenostabdachung bzw. in der Landseer Bucht über. Dort greifen auf das Kristallin grobkörnige Serien mit Rotlehmen über = *Zöberner Brekzie;* etwas jünger dürften der *Mönichkirchener Blockschotter* (rohes Blockwerk aus Grob- und Wechselgneis) und die *Krumbacher Schichten* (Schotter, Sande und Tone) sein. Wie weit alle diese fluviatilen Randbildungen der beckenweiten Limnischen Serie altersmäßig entsprechen, ist noch nicht mit Sicherheit entschieden. Wesentlich für ihre stratigraphische Zuordnung war jedoch bei der wenig aussagenden Fossilführung die Tatsache, daß sie alle noch frei von vulkanischen Einschaltungen sind, die erst mit dem Karpat in Erscheinung treten.

Karpat: Damals erfolgten die stärksten, aber verschieden intensiven Absenkungen der einzelnen Teilbecken und verursachten die komplizierte, teilweise ineinandergreifende Faziesentwicklung. Diese Umwälzungen waren mit Bruchtek-

tonik und gewaltigem Vulkanismus gekoppelt. Letzterer konnte gerade in der Verzahnung mit dem hochmarinen Steirischen Schlier zeitlich genau fixiert werden, sodaß heute seine aus einem einheitlichen Eruptionszyklus stammenden, im ostalpinen Raum weit verbreiteten Aschen wichtige stratigraphische Bezugshorizonte darstellen. – Das Weststeirische Becken verblieb durch die Sausalschwelle isoliert. Die limnisch-fluviatilen Bedingungen mit mächtiger Kohlebildung dauerten fort. Es kam zur Ablagerung der gegenüber dem Liegenden feinkörnigeren *Mittleren Eibiswalder Schichten,* bei denen Tone überwiegen und Konglomerate zurücktreten. Nur zwischen den Kohlenflözen finden sich die *Pitschgaukonglomerate* als Zwischenmittel. Von der Eibiswalder Bucht sind überdies berühmte Säugetierfundstellen bekannt. Die *Oberen Eibiswalder Schichten* repräsentieren in tonig-sandiger Fazies weiterhin terrestrisches Milieu. Saure Tuffe aus den Hangendschichten des Eibiswalder Hauptflözes (Mittlere Eibiswalder Schichten) waren für die eigentliche exakte Datierung maßgeblich. – Gleichaltrig sind die durch die marinen Sedimente der Florianer Bucht getrennten Absätze im Norden in der Stallhofer Bucht. Zu ihrer Wechsellagerung von Sanden, Tonen, etwas Schottern und mehreren Tuffhorizonten gehören auch basale Rotlehmbildungen (eines höheren Niveaus!) und in Fortsetzung gleichfalls die mächtigen Braunkohlenvorkommen von Köflach und Voitsberg mit berühmten Wirbeltierlokalitäten (Zangtal etc.). – Das Oststeirische Becken war mit seinem Gnaser Teilbecken über die Gamlitzer Bucht eine nördliche Nebenbucht des Meeres im Murbecken. Hier kamen graue sandige Tonmergel mit Quarzsandlagen und einigen vorwiegend basalen Konglomeratlagen zum Absatz = *Steirischer Schlier.* Seine hochmarine reichliche Fossilführung gestattete die genaue zeitliche Fixierung der älteren Vulkanitphase. Zusammen mit den Resultaten aus den Tiefbohrungen Perbersdorf 1 und Mureck 1 erhellte, daß die Förderung der sauren Effusiva schon kurz vor der marinen Ingression anhob und bis in das Unterbaden anhielt. Über die einige Gerölleinschaltungen bergenden *Leutschacher Sande* findet der Steirische Schlier im *Arnfelser Konglomerat* seine Randfazies: Konglomerate, tonige Sandsteine und Mergel in zyklischer Folge, die zum Teil über das vortertiäre Grundgebirge (Remschnigg) oder die Eibiswalder Schichten hinweggreifen. Die Klastikaschüttungen kamen aus dem Südwesten bzw. Südosten. – Eine zweite Meeresverbindung geringerer Effizienz (über die schmale Depression von Weichselbaum) bestand vom Zalabecken in das Fehring-Fürstenfelder Becken. Dort vermitteln uns die wenigen Tiefenaufschlüsse zwischen der vulkanitfreien Limnischen Serie und dem Baden das Wissen um konglomeratreiche Partien mit mehr oder minder spärlichen marinen Faunen, Pflanzenresten, Kohlen und Tuff- bzw. Trachytlagen (Übersbach 1, Walkersdorf 1). Der Gerölltransport wird vom Westpannonischen Massiv herbezogen. Das augenfällig gehemmt marine Milieu geht vermutlich über lagunäre Stadien in den lakustrisch-fluviatilen Bereich der Friedberg-Pinkafelder Bucht über. Die zumeist groben, Tuffe und Andesit- bzw. Daziteinschlüsse aufweisenden *Sinnersdorfer Blockschotter* und *Konglomerate* könnten deshalb dort zeitliche Äquivalente des Steirischen Schliers sein.

Baden: An der Grenze zum Karpat erfuhr die getrennte Entwicklung der Teilbecken durch Erlöschen der Bruchtätigkeit nach kurzer intensiver Erosionsphase (mit lokalen Basiskonglomeraten) Ablösung durch eine regional allgemein einsetzende Vertiefung des Gesamtbeckens. Dadurch gerieten weite Randgebiete und bisher trocken verbliebene Schwellen unter den Meeresspiegel. Die See erreichte damals ihre flächenhaft größte Ausdehnung im Steirischen Becken, wobei ihre Ablagerungen mit meist deutlicher Winkeldiskordanz dem älteren Miozän aufruhen (= Jungsteirische Diskordanz). Eine bemerkenswerte Ausnahme stellen die Verhältnisse in Perbersdorf 1 vor, wo das Baden kontinuierlich aus den Sedimenten des Karpats hervorgeht. Der seit dem Karpat wirksame saure Vulkanismus endete schon im Unterbaden. Eine bunte Faziespalette ist das Ergebnis dieser paläogeographischen Vorbedingungen. Die in der Folgezeit durch Abschnürung der Paratethys vom Weltmeer eintretende allmähliche Herabsetzung des Salzgehaltes des Meerwassers bedingte die gleichen biofaziellen Abwandlungen und Endemismen in der Welt der Organismen wie im Wiener Becken, dessen stratigraphische Untergliederungen deshalb auch hier voll zur Anwendung gelangen können. Hervorzuheben aber wären überdies die häufig engeren faunistischen Beziehungen zu Kroatien und Italien, die aus paläogeographischen Gründen oftmals deutlicher sind als diejenigen zum Wiener Raum. – Über die Pforte des Saßbachtales stand weiterhin das Gnaser Becken direkt mit dem Murbecken in Kontakt. In der Beckenfazies sind es im Unterbaden graue, basal sandig-glimmerige Tonmergel mit einzelnen Nulliporenkalklagen und einigen Andesit-Dazit-Einschaltungen. Im Mittelbaden (Sandschalerzone) war die Sedimentation sandiger und reicher an Lithothamnienkalken. Die Buliminenzone ist durch den Wechsel von Tonmergeln, Sanden, Sandsteinen und Nulliporenkalklagen gekennzeichnet, während die Rotalien-Cibicides-Zone nur im Saß-

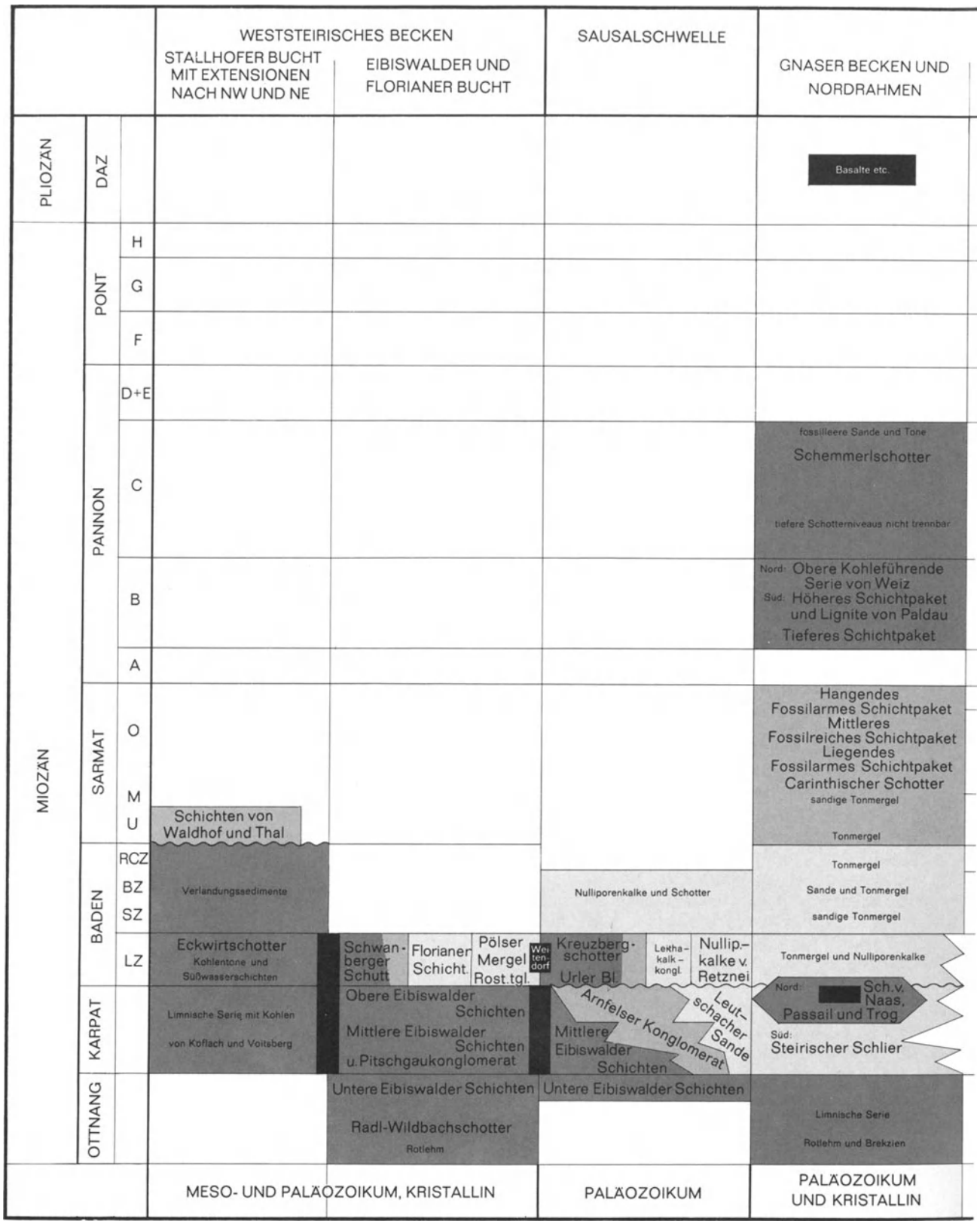
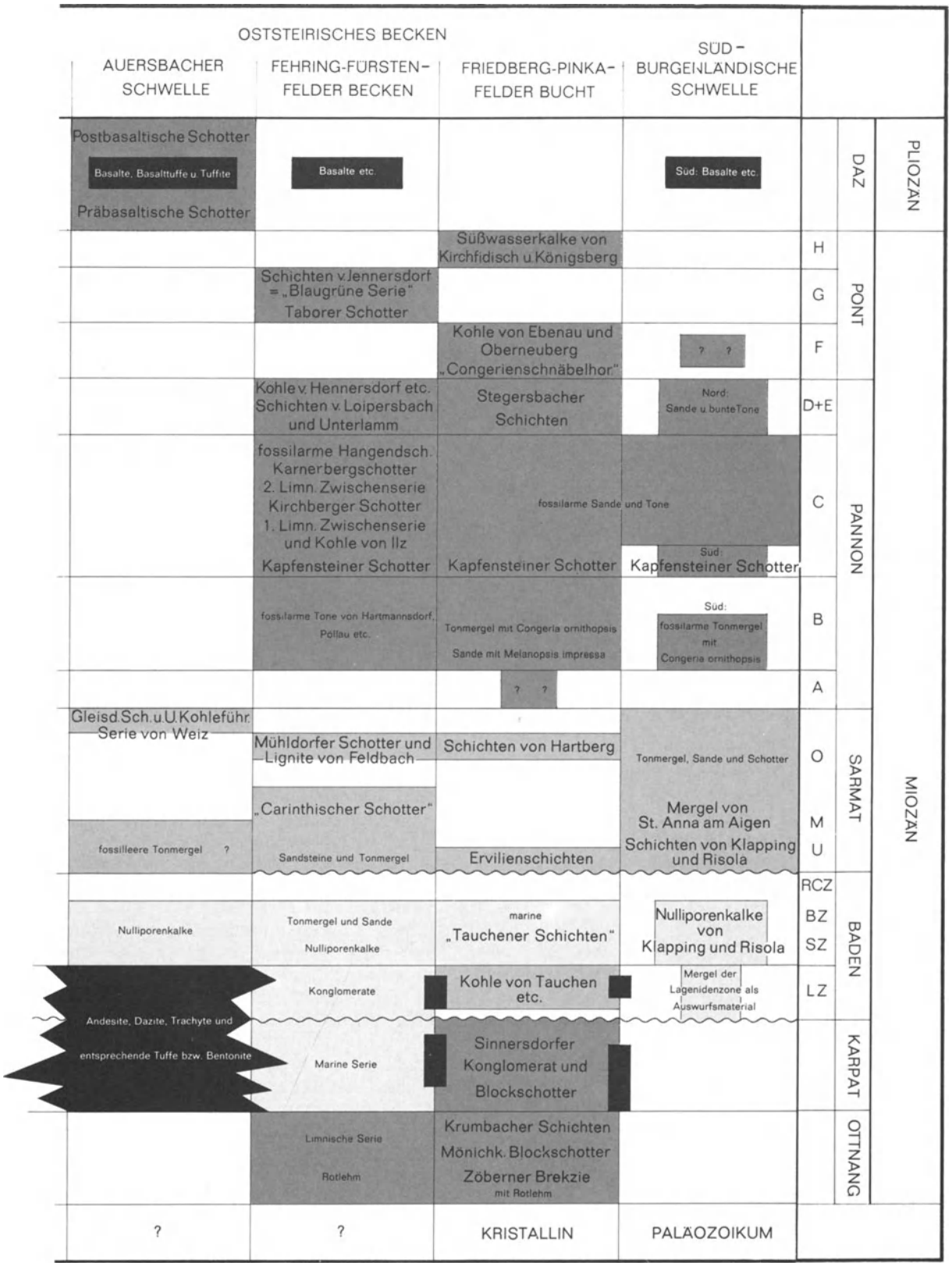


Abb. 134. Die jungtertiäre Schichtfolge des Steirischen Beckens nach K. KOLLMANN, 1965


OSTSTEIRISCHES BECKEN
AUERSBACHER SCHWELLE
FEHRING-FÜRSTENFELDER BECKEN
FRIEDBERG-PINKAFELDER BUCHT
SÜDBURGENLÄNDISCHE SCHWELLE
Postbasaltische Schotter
Basalte, Basalttuffe u. Tuffite
Präbasaltische Schotter
Basalte etc.
Süd: Basalte etc.
Süßwasserkalke von Kirchfidisch u. Königsberg
Schichten v. Jennersdorf = „Blaugrüne Serie" Taborer Schotter
Kohle von Ebenau und Oberneuberg „Congerienschnäbelhor."
? ?
Kohle v. Hennersdorf etc. Schichten v. Loipersbach und Unterlamm
Stegersbacher Schichten
Nord: Sande u. bunte Tone
fossilarme Hangendsch. Karnerbergschotter 2. Limn. Zwischenserie Kirchberger Schotter 1. Limn. Zwischenserie und Kohle von Ilz Kapfensteiner Schotter
fossilarme Sande und Tone
Kapfensteiner Schotter
Süd: Kapfensteiner Schotter
fossilarme Tone von Hartmannsdorf, Pöllau etc.
Tonmergel mit Congeria ornithopsis
Sande mit Melanopsis impressa
Süd: fossilarme Tonmergel mit Congeria ornithopsis
? ?
Gleisd. Sch. u. U. Kohleführ. Serie von Weiz
Mühldorfer Schotter und Lignite von Feldbach
Schichten von Hartberg
Tonmergel, Sande und Schotter
„Carinthischer Schotter"
Mergel von St. Anna am Aigen
fossilleere Tonmergel ?
Sandsteine und Tonmergel
Ervilienschichten
Schichten von Klapping und Risola
Nulliporenkalke
Tonmergel und Sande
Nulliporenkalke
marine „Tauchener Schichten"
Nulliporenkalke von Klapping und Risola
Konglomerate
Kohle von Tauchen etc.
Mergel der Lagenidenzone als Auswurfsmaterial
Andesite, Dazite, Trachyte und entsprechende Tuffe bzw. Bentonite
Marine Serie
Sinnersdorfer Konglomerat und Blockschotter
Limnische Serie
Rotlehm
Krumbacher Schichten
Mönichk. Blockschotter
Zöberner Brekzie
mit Rotlehm
?
?
KRISTALLIN
PALÄOZOIKUM
H
G
F
D+E
C
B
A
O
M
U
RCZ
BZ
SZ
LZ
DAZ
PONT
PANNON
SARMAT
BADEN
KARPAT
OTTNANG
PLIOZÄN
MIOZÄN

bachtal mit grauen, sandigen Tonmergeln ohne Nulliporenkalke aufscheint. – An den Beckenrändern im Bereiche der Gamlitzer Bucht treten verschiedene Randfazies auf: der *Urler Blockschotter* am unmittelbaren Saum sowie die *Kreuzbergschotter* weiter beckenwärts mit grobem Material aus der Koralpe leiten über zum *Leithakalkkonglomerat* mit bereits marinen Mollusken und Verzahnung mit echten Nulliporenkalkarealen (Retznei = *„Aflenzer Stein"*) und gelegentlichen Andesiteinschaltungen. Darüber liegen Mergel und Sande der Lagenidenzone. – Mit weit verbreiteten Lithothamnienrasen war das Sausalschwellengebiet (Wildon) bedeckt, von wo das Meer tief in das Weststeirische Becken in die sogenannte Florianer Bucht eindrang. Es hinterließ geringmächtige, fein- bis grobkörnige Sande und Pelite mit lagenweisen Fossilschillvorkommen, die *Florianer Schichten,* die gegen Norden und Westen stark lagunär-brackisch beeinflußt wurden. Zum Teil sehr fossilreiche Sonderfazies stellen die *Rostellarientegel von Wetzelsdorf* und die *Pölser Mergel* vor, die allesamt dem Unterbaden angehören und von Tuffhorizonten überdeckt werden. In die Stallhofer Bucht hinein verbrackte das Unterbaden zusehends: fossilführende, blaugraue, kohleführende Tone und brekziöse Süßwasserkalke mit selten Tuffen (bzw. Bentoniten) repräsentieren limnisch-fluviatile Umgebung. Im Köflach-Voitsberger Revier unterscheidet man dann noch einen Hangendkomplex sandig-schotteriger Natur (z. B. *Eckwirtschotter*) gleichfalls mit Tuffen. – Die Ostflanke der Koralpe birgt in ehemals fjordartigen Rinnen den *Schwanberger Schutt* mit seinem aus der nächsten Umgebung stammenden Wildbachmaterial, darin Sande und Gerölle nur untergeordnet vorkommen. Alle bisher aufgezählten Grobklastika zumeist an der Basis des Unterbadens unterstreichen die damalige gewaltige Ausräumung im Gefolge der Jungsteirischen Phase. – Im Oststeirischen Becken entwickelten sich an den Flanken der Schildvulkane und der paläozoischen Inselberge und Schwellenbereiche Lithothamnienrasen, die gegen die Beckenzentren hin in mehr oder weniger sandige Tonmergel übergehen. Auch im Fehring – Fürstenfelder Becken ist durch die Übersbach 1 und Walkersdorf 1 ein basales polymiktes Konglomerat mit Bentoniteinschaltungen erwiesen. Im Mittelbaden nahm die Sandschüttung augenfällig zu mit Pflanzen- und Kohlenresten. Nulliporenkalke treten jedoch immer wieder als episodische Fazies auf. – Im Norden, in der Friedberg-Pinkafelder Bucht, ruhen mit Diskordanz dem karpatischen Sinnersdorfer Konglomerat s. s. zunächst brackische Cerithienschichten mit Kohlen (Schreibersdorf, Tauchen) und Schottern, Sanden und Tuffen und dann marine Tonmergel und Nulliporenkalke auf. Auch von der Südburgenländischen Schwelle sind vereinzelt Sedimente des Badens bekannt, teils an der Oberfläche als Lithothamnienkalke (Pleischbachtal bei Klapping und Risola) oder als Auswurfsmaterial des pliozänen Basaltvulkanismus (Leithakalke und Tonmergel bei Fehring etc.).

Sarmat: Die Sedimentation dauert im Beckeninneren an der Zeitenwende Baden/Sarmat ohne Unterbrechung an, nur im Fehring-Fürstenfelder Becken sind geringe Schichtreduktionen und an den Beckenrändern und auf Hochzonen Schichtlücken zu beobachten. Im Norden des Steirischen Beckens wird ein weiterer Streifen bisher trockenen Geländes überflutet. Dagegen wird der Süden im Verlaufe des Sarmats immer stärker gehoben. Die faziestrennende Bedeutung der Schwellen innerhalb des Gesamtbeckens tritt fast völlig zurück, sodaß sich über weite Flächen Gleichförmigkeit in der Sedimentausbildung einstellt. Die Südburgenländische Schwelle trennt nach wie vor das zumeist festländische Westpannonische Massiv vom Steirischen Becken. Die überregionale Evolution der Paratethys läßt hier die gleichen Mechanismen der allmählichen Verbrackung des Meeres und der damit endemischen Entwicklung des Lebens wirksam werden. Dadurch können auch da ohne Einschränkungen die stratigraphischen Feingliederungen des Wiener Raumes angewendet werden. – Auch während des Sarmats bestand die breite Pforte ins Murbecken. Sie sorgte für eine Fortsetzung der Ablagerungen ohne Unterbrechung, sodaß im südlichen Gnaser Becken auf die grauen Tonmergel der Rotalien-Cibicides-Zone des Oberbadens ohne lithologische Grenze ähnliche Gesteine der Elphidium-reginum-Zone folgen. Von hier drang das Untersarmat nach Schichtlücke über die Leithakalke von Wildon (Buliminenzone) der Sausalschwelle in den Nordostteil der Stallhofer Bucht (Weststeirisches Becken: Waldhof – Thal). Dort hinterließ es transgressiv über dem limnisch-fluviatilen Baden Tone, Tonmergel, Sande und feinkörnige Kiese in Verzahnung mit teilweise fossilführenden Kalken. Untersarmatische Schichten werden im Südosten des Steirischen Beckens einstweilen nur vermutet, umrahmen aber auf der Südburgenländischen Schwelle die Vorkommen von Baden bei Klapping und Risola mit Kalken sowie Schottern und Konglomeraten, deren häufige Kalkkomponenten aus dem ungarischen Mittelgebirge herbezogen werden. – Das Mittelsarmat ist vergleichsweise regressiv, fossilarm und faziell monoton. Einförmige Serien grauer Tonmergel mit kohligen Pflanzenresten im Liegenden der „Carinthischen Schotter" gehören ihm an, die Verbreitung

gegen Südosten ist übrigens noch ungeklärt. Im Raume von St. Anna am Aigen keilen noch dazu diese Schotter als Leithorizont aus. Möglicherweise wird dann das Mittelsarmat durch das fossilleere Schichtpaket zwischen fossilbelegtem Unter- und Obersarmat vertreten. – Das Obersarmat kann im südlichen Steirischen Becken dreigeteilt werden: in das *Liegende Fossilarme Schichtpaket* mit Tonen und Tonmergeln und zwei mächtigen Geröllhorizonten, davon der basale als *Carinthischer Schotter* schon einmal Erwähnung gefunden hat. Die wechselvolle südalpine Gesteinsfracht entstammt dem damals noch großteils landfesten Westpannonischen Massiv und ist nicht das Produkt eines Drauvorläufers, wie das früher angenommen worden war. Die obersarmatische Sequenz vervollständigen das *Mittlere Fossilreiche Schichtpaket* (ein bunter Wechsel von Tonen, Tonmergeln, Kiesen, Sanden, Mergeln und oolithischen Kalken, die den Mactraschichten niveaumäßig entsprechen) und das *Hangende Fossilarme Schichtpaket,* das oft primär schon fehlen kann. Es besteht aus Sanden und Schottern mit pflanzenführenden Tonen und Lignitflözen. – Im Nordteil des Steirischen Bekkens repräsentieren die *Gleisdorfer Schichten* jenes fossilarme, limnisch geprägte Hangendpaket. Auch in der Grazer Bucht ist das Obersarmat in limnischer Fazies entwickelt. Weitere Äquivalente liegen in der *Unteren Kohleführenden Serie von Weiz* und den meisten anderen grundgebirgsnahen Kohlenvorkommen zwischen Graz und Weiz vor, charakterisiert durch limnische Gastropoden und Säugetierreste. Die an Organismenresten reichen Sande, Tone und Kalksandsteine des Hartberger Spornes können mit dem fossilreichen Mittleren Paket des Obersarmats im Gnaser Becken gleichgestellt werden. Bei Rohrbach/Lafnitz soll sogar Untersarmat belegt sein und zusätzliche Sarmatfundstellen noch tief in der Friedberg-Pinkafelder Bucht dokumentiert sein. – Im Osten, im Bereiche Gnas – Südburgenländische Schwelle, ist das Obersarmat mit mächtigen Kies- und Konglomeratlagen und Sanden in seiner fossilreichen Entwicklung vorhanden = *Mühldorfer Schotter,* darin lokal Lignite (z. B. *Lignit von Feldbach*) aufscheinen. Insgesamt ähneln diese Bildungen in Fazies und Fossilgehalt sehr dem Atzgersdorfer Stein des unmittelbaren Wiener Raumes. – In Nähe der Südburgenländischen Schwelle heben die Sarmatschichten aus. Erst südlich Güssing im Gebiete der Senke von Weichselbaum dürfte das Sarmat des östlichen Steirischen Beckens direkt mit dem benachbarten Raabgraben kommuniziert haben. – Die Geröllkomponenten der zahlreichen Schotter- und Kieseinschaltungen der oststeirischen Sarmatbildungen zeigen bis zum tieferen Obersarmat recht bunte Spektren, die auf Liefergebiete im Osten aus dem pannonischen Raum verweisen. Ab dem höheren Obersarmat wird die Gesteinsvielfalt merklich durch monotone Zusammensetzungen (Quarz und Kristallin der unmittelbaren Beckenränder) ersetzt, womit die einschneidenden paläogeographischen Veränderungen (der Niederbruch Westpannoniens) signalisiert werden.

Pannon: Wie in der gesamten Paratethys erreicht auch im Steirischen Becken die Aussüßung des Milieus jetzt Höhepunkt und Abschluß. Die Vertiefungen innerhalb des Steirischen Bekkens sind geringfügig und vorwiegend auf den Nordabschnitt beschränkt (weitere Nordverlagerung der Beckenmuldenachse). Die Verbreitung des Pannons verjüngt sich trichterförmig von Osten nach Westen, wobei es vom Feldbacher und Gleisdorfer Sarmatsporn zusätzlich eingeengt wird. Von Bad Tatzmannsdorf bis St. Anna am Aigen stand das Steirische Becken über die Südburgenländische Schwelle hinweg in breiter Verbindung mit dem nun rasch absinkenden westpannonischen Raum, wo im Gegensatz zu Österreich das Pannon in Nordjugoslawien und Westungarn große Mächtigkeiten erzielt. Im Steirischen Becken sind mehrmalige Sedimentationsrhythmen ähnlicher Abfolge zu beobachten. Über fluviatilen Schottern kurzfristiger Verlandungsphasen liegen pflanzen- bis kohleführende Tone, und limnische Tone und Sande schließen einen solchen Zyklus ab. Gegen Norden ist der Süßwassereinfluß bald und sehr stark fühlbar, was in gehäuften und nicht mehr trennbaren Geröllzufuhren Ausdruck findet. Ostwärts dagegen keilen die als nützliche stratigraphische Leithorizonte gebrauchten Schotterzüge allmählich aus, und man ist dort dann allein auf paläontologische Befunde angewiesen. Auch die Fossilführung ist im Westen und Norden infolge der Festlandsbeeinträchtigungen bedeutend ärmlicher oder fehlt überhaupt. – Ablagerungen der regressiven Phase der Zone A konnten bislang zweifelsfrei nicht festgehalten werden, fragliche Reste sollen sich in der Friedberg-Pinkafelder Bucht befinden. – Die Zone B des Unterpannons erscheint im Gesamtraum transgressiv. Im Verbreitungsareal südlich der Raab wird sie in ein *„Tieferes Schichtpaket"* mit geringen Sanden mit *Melanopsis impressa* KRAUSS und darüber mächtigeren, grauen und blauen, fossilreichen Tonmergeln mit *Congeria ornithopsis* BRUSINA und in ein *„Höheres Schichtpaket"* unterteilt, das aus wechsellagernden Tonmergeln und Sanden mit unbeständigen Schotterschnüren besteht. Es ist allgemein fossilärmer und führt Kohlen (z. B. *Lignite von Paldau*). Seine Existenz ist von St. Anna am Aigen über das Gleichenberger

Vulkanmassiv (wo es bei Feldbach die Raab überschreitet) bis Radkersburg gesichert. Im Norden des Raabflusses sind Belege für Zone B selten, *Melanopsis impressa* KRAUSS wurde etwa im Hangenden der Unteren Kohleführenden Serie von Kleinsemmering südwestlich Weiz gefunden. In der Weizer Bucht überlappt sie jedoch unmittelbar das Grundgebirge des Rahmens = *Obere Kohleführende Serie von Weiz.* Um den sowie auf dem Gleisdorfer Sporn gehören der Zone B vermutlich meist erosiv stark beschnittene Relikte geschichteter Tone unter den Kapfensteiner Schottern an. Auch in der Umrahmung der Sarmatfenster im nördlichen Fehringer Becken (z. B. Hartmannsdorf) und im Ilz- und Feistritztal ist Pannon B belegt. Die Ausdehnung äquivalenter Bildungen am Beckennordsaum ist über die Pöllauer Bucht – den Hartberger Sporn – die Friedberg-Pinkafelder Bucht bekannt. Sie heben bei Bad Tatzmannsdorf an der Südburgenländischen Schwelle aus, ihre Fortsetzung nach Süden ist vorläufig noch ungeklärt, eine Vereinigung mit dem östlich gelegenen Raabgraben dürfte erst südlich Güssing möglich gewesen sein. – Die folgende Zone C ist weit verbreitet und faziell reich gegliedert. Vorherrschend sind sich gleichförmig wiederholende Ablagerungsrhythmen mit Schotter-Sand-Ton-Folgen, die indessen einerseits gegen Norden durch die Landnähe in weitere und zahlreiche Schotterzufuhren zwischendurch aufgehen bzw. andererseits gegen Südosten durch die zunehmende Landferne langsam auskeilen und als willkommene Trennfugen verschwinden. Als weiträumige, über die Zone B konkordant noch hinausgreifende Platte liegt zunächst der *Kapfensteiner Schotter* vor, der mit eintönigen Quarz-Kristallin-Geröllen einen aus den Alpen kommenden Schuttkegel markiert. Im zentralen Becken lagert darauf eine *Erste Limnische Zwischenserie* aus abwechselnd Tonen und Sanden mit Pflanzenhäcksel und Kohlen (z. B. *Kohlenflöz von Ilz*) und zahlreichen Säugetierfundstellen. Die 50 bis 80 m mächtige Sequenz ist im Westen nahezu steril, wird jedoch gegen Osten infolge Abnahme des Süßwasserzuflusses fossilreicher. Die nachfolgenden *Kirchberger Schotter* zeigen eine neuerliche episodische Verlandung des Raumes an, ihre Geröllspektren gleichen jenen der Kapfensteiner Schotter, von denen sie im Norden mangels der Zwischenschaltung limnischer Absätze nicht zu trennen sind. Jenseits der Auersbacher Schwelle fingern sie bereits aus. Als *Zweite Limnische Zwischenserie* setzen Sand-Tonsequenzen mit Pflanzenresten über die Auersbacher Schwelle ostwärts fort. Fein- bis grobkörnige Quarz- und zunehmend Kalkkomponenten führen die nächstjüngeren *Karnerbergschotter* mit Hangendschichten und bekannten Wirbeltierlokalitäten. Sie sind vornehmlich östlich und westlich der Raab verbreitet und stehen über die Erosionsfetzen von Mitterfladnitz und Kleinmariazell in Zusammenhang. Auch hier treten gegen Norden größere Schwierigkeiten auf beim Auseinanderhalten der verschiedenen Schotterhorizonte. Dazu kommt der teilweise Übergang nach Nordwesten in die *Schemmerlschotter.* Diese bedecken den Raum zwischen Schemmerl und Gleisdorf, bergen viele Knochenreste von Landsäugern und werden durch einen wechselnd hohen Kalkgeröllgehalt im Schotterspektrum ausgezeichnet. Der Kalkbestand sowie die Korngröße nehmen aber bezeichnenderweise gegen Südosten und Osten ab. Darüber stellen West der Raab lokale Vorkommen fossilleerer Tone, Sande und Kiese bereits das Ende der pannonischen Schichtfolge vor. Im Osten der Raab entsprechen diesen Schichten gleichfalls fossilarme Sand-Tonabsätze zwischen den Karnerbergschottern und fossilführendem Mittelpannon. – Das Mittelpannon (die Zonen D und E) hat seine fossilreiche Hauptverbreitung im steirisch-burgenländischen Grenzgebiet, insbesondere um Stegersbach. Als *Schichten von Loipersbach und Unterlamm* bilden sie Wechselfolgen von Sanden, bunten Tonen und etwas Kieslagen, darüber im Hangenden Kohlenflöze überregionalen Vorkommens lagern. Südlich der Raab nehmen diese Ablagerungen rasch ab, altersgleiche Äquivalente kennt man auch aus dem Raum zwischen dem Günser Gebirge und dem Eisenstein. – Sedimente des Ponts (= „Oberpannon") finden sich nur im Osten des Oststeirischen Beckens. Der Zone F werden die *Kohlen von Ebenau* im Pinkatal und *Oberneuberg* südlich Oberwart zugeschrieben, die mit dem *„Congerienschnäbelhorizont"* verknüpft sind, der im Steirischen wohl schon erosiv fehlen mag. Meist nach Schichtlücke (Zone F) greifen die *Taborer Schotter* (Zone G) über Mittel-, ja sogar über Unterpannon westwärts hinweg. Ihre Ausdehnung ist auf das steirisch-burgenländische Grenzgebiet beschränkt, nördlich der Feistritz fehlen sie zumeist. Ihre feinkörnigen Gerölle setzen sich in der Mehrzahl aus Quarz zusammen, Kristallin ist selten, Karbonat scheint überhaupt nicht auf. Die Herkunft wird vom Nord- und Westrahmen des Steirischen Beckens bezogen. Darüber kennt man nur mehr im Burgenland fossilleere Tonserien = *Schichten von Jennersdorf* oder *Blaugrüne Serie* (Zone G). Die *Süßwasserkalke von Kirchfidisch und Königsberg* im Burgenland dürften stratigraphisch noch höher liegen (G–H).

Pliozän: Überreste einer Schotterdecke unter den Basalten und Basalttuffen des Stradnerkogels und von Klöch werden als *Präbasaltische*

Schotter ins Daz eingestuft und haben im Silberberg des ungarisch-jugoslawischen Grenzraumes Fortsetzung, wo sie dem Pannon mit charakteristischen Rotlehmbildungen aufruhen. Als *Postbasaltische Schotter* werden jene Psephite benannt, die einschließlich des vorhergehenden pliozänen Basaltvulkanismus diskordant auf einem weitgehend eingeebneten Tertiärrelief abgelagert worden sind. Damit fanden die Absenkungsvorgänge im Steirischen Becken ihr Ende.

Vulkanismus

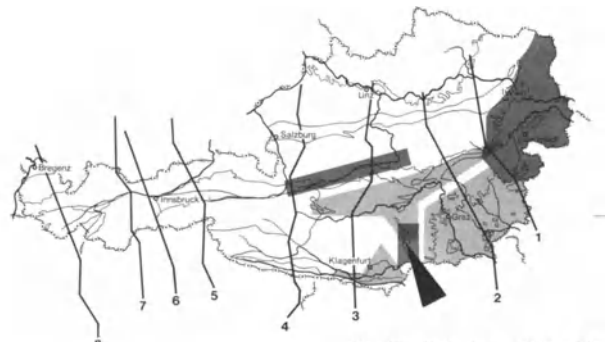
Im Steirischen Becken lassen sich zwei Eruptionsphasen unterscheiden: Die erste dauerte vom Karpat (fast gleichzeitig mit der marinen Ingression beginnend) bis ins Unterbaden (Lagenidenzone) und führte zu jenen gewaltigen, heute meist von jungen Sedimenten verhüllten Schildvulkanen von Gleichenberg, Kalsdorf, Landorf und Weitendorf. Gefördert wurde intermediäres bis saures Material: Andesite und Dazite bzw. Trachyandesite mit begleitenden Tuffen und daraus hervorgegangenen Bentoniten. Diese Aschenabsätze stellen wertvolle stratigraphische Korrelierungshorizonte überregionaler Art dar. – Die zweite dazische Ausbruchsphase basaltischer Natur durchstieß die gesamte Tertiärdecke und liegt jetzt als Lavendecken, Intrusionskörper und Tufftrichter vor (unter einer Vielzahl als Beispiele die Riegersburg, der Kapfenstein und der Stradner Kogel).

Tektonik

Im Ottnang und Karpat lassen sich lokal beachtliche Bruch-, im Süden außerhalb unserer Grenzen auch Faltenbewegungen feststellen, die indes mit Beginn des Badens ausklingen. Dessen Sedimente transgredieren im Gefolge der Jungsteirischen Phase meist diskordant über die Basis. Im weiteren Verlaufe treten weiträumige bruchlose Absenkungen im Bereiche des Steirischen Beckens auf, große Bruchsysteme jungen Alters wie im Wiener Becken sind hier unbekannt. Das zunehmend begrabene Beckenuntergrundrelief verliert erst mit dem Mittelbaden bzw. dem Sarmat endgültig seine faziestrennenden Barrieren. Östlich der späteren Südburgenländischen Schwelle, in Westpannonien, herrscht vorwiegend festländisches Milieu, woher die zahlreichen Grobschüttungen bis ins tiefere Obersarmat bezogen werden. Die Vertiefungstendenzen erlöschen allmählich im Pannon innerhalb des Steirischen Beckens, dafür findet jetzt der enorme „Niederbruch" Westpannoniens statt. Beide Vulkanepisoden des Steirischen Beckens stehen in peripherer Position mit den plattentektonischen Subduktionsprozessen an der Orogenfront der Karpaten in unmittelbarem Zusammenhang.

Literatur: FLÜGEL H. 1975a; JANOSCHEK R. 1960, 1964; JANOSCHEK R. & GÖTZINGER K. 1969; KOLLMANN K. 1960a, 1965; WINKLER-HERMADEN A. 1957.

3.12.3. Das Lavanttaler Becken



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Allgemeines

Diese kleine, beiderseits von Brüchen gewaltiger Sprunghöhen gesäumte Einsenkung zwischen südlicher Sau- und Koralpe führt dem Laien – ähnlich wie die Unterinntaler Molasse zuvor – durch seine heute isolierte Position im Südosten der Zentralalpen offenkundig die eindrucksvollen paläogeographischen Veränderungen seither in geologisch gemessen relativ kurzen Zeitspannen vor Augen. Denn einerseits hatte das Bekken mit seinen basalen terrestrischen Ablagerungen Anteil an jenem mehr oder minder zusammenhängenden festländischen Alpensektor, der mit dem südlichen Inneralpinen Wiener Becken und seinen östlichen Randbuchten, dem Steirischen Becken und der Norischen Senke umrissen

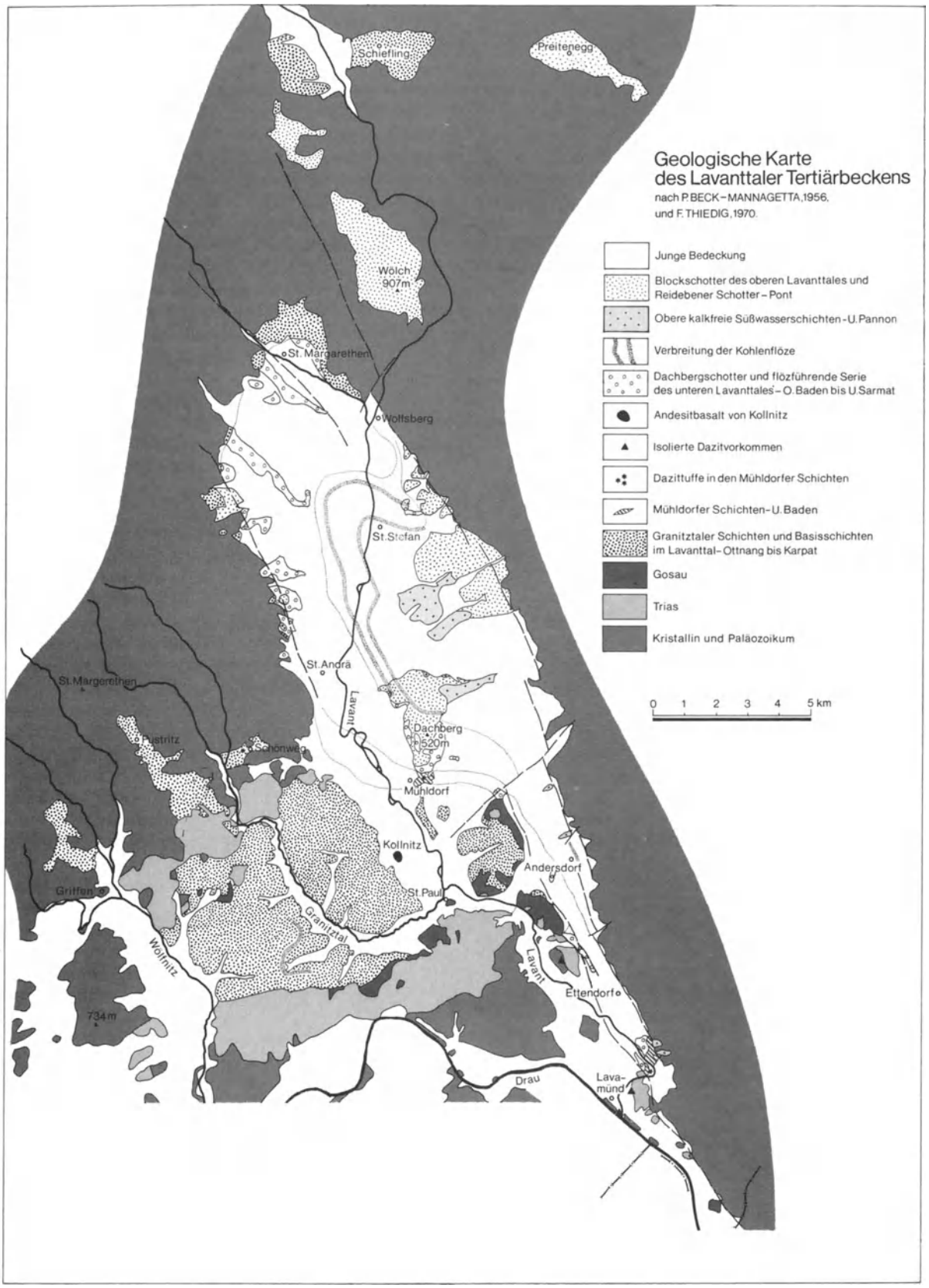


Abb. 135. Die Verbreitung der Lavanttaler Tertiärschichten

werden kann. Auf der anderen Seite war das untere Lavanttal in späteren Perioden episodisch westlichster Ausdehnungsbereich der marinen bzw. brachyhalinen See des Steirischen Beckens. Jüngste geologische Beobachtungen und stratigraphische Resultate machen bisher vermutete Beziehungen nun zur Gewißheit und daher Revisionen der Einstufung notwendig.

Stratigraphie

Ottnang bis Karpat: Die wohl aus paläogeographischen Überlegungen schon im Ottnang einsetzende Formung der West-Ost-verlaufenden Granitztaler Mulde hatte Reliefakzentuierung der unmittelbaren Umgebung und damit die Förderung grobklastischen Abtragungsschuttes von dort in südöstliche Richtung zur Folge = *Granitztaler Schichten.* Es sind vorwiegend kristalline (Block-)Schotter mit sandig-mergeligen Zwischenschaltungen und kleinen Kohlenflözen. Süßwasserfaunen charakterisieren das Ablagerungsmilieu. Die bis zu 800 m mächtigen Sedimente sind im südlichen Muldenschenkel durch postkarpatische Einengung stärker aufgerichtet. Im Norden ist der ursprüngliche Kontakt zum Liefergebiet weitgehend unversehrt. Gegenwärtig greifen die Schichten in Rinnen bis in 1000 m Seehöhe hoch in das Saualpenkristallin ein (Pustritz, Erlach etc.). Von Erlach und anderen wenigen Erosionsrelikten am Ostfuß der Saualpe sind basale Rotlehme bekannt. Die grobe Schuttlieferung bei gleichzeitigem Fehlen vulkanischer Aschen mag in Anlehnung an steirische Verhältnisse eine Datierung ins Ottnang rechtfertigen. – Im Karpat scheinen dann die Absenkungstendenzen im Granitztal allmählich zu erlahmen und die örtlichen Oberflächenunterschiede ausgeglichenerer Morphologie Platz gemacht zu haben. Denn die Hangendpartien der Granitztaler Schichten zeichnen sich durch feinkörnig-sandige Konsistenz aus. Dagegen beginnt langsam an NW-SE-gerichteten Störungen das untere Lavanttal verstärkt abzutauchen, wobei jetzt die Muldenachse fast senkrecht zur bisher wirksamen steht. Sollte bis dahin noch keine Verbindung zur Norischen Senke bestanden haben, so kann vermutlich nun über die Abtragungsreste von Schiefling – Bad St. Leonhard – Obdach zur Fohnsdorfer Kohlenmulde eine solche abgeleitet werden. Im syntektonischen Sedimentationsraum des unteren Lavanttales gelangten zunächst im Norden (St. Stefaner Mulde) durch Flüsse sandige Grobschotter (St. Margarethen) zum Absatz. Diese Süßwasserschichten erreichen immerhin eine Dicke von nahezu 400 m.

Baden: Im Unterbaden drang das Meer aus dem Murbecken über die Sausalschwelle in die Florianer Bucht des Weststeirischen Beckens. Von dort gelangte die See, die damals morphologisch unbedeutende Höhenzone der heutigen Koralpe umgehend, bis in das untere Lavanttal. Die auf Koralpenkristallin transgredierenden fossilreichen brackisch-limnischen Schichten der Etendorfer Teilmulde bis zur Cardienlumachelle und die hochmarinen Seichtwasserabsätze der *Mühldorfer Schichten* (100 m) über basalen limnischen Fischschiefern geben davon beredtes Zeugnis. Inmitten der marinen Folge der Mühldorfer Schichten findet sich ein Dazittuff. Das eingeschaltete miozäne Vulkanaschenmaterial gemeinsam mit der Ostrakodengemeinschaft im übrigen Sediment hatten schon den Verdacht aufkommen lassen, daß die Lavanttaler Marinablagerungen dem Unterbaden und nicht – wie bisher angenommen – dem Mittelbaden angehören. Jüngste Analysen der Uvigerinenentwicklung innerhalb der Foraminiferenfaunen bestätigten die Vermutung durch eine stratigraphische Zuordnung zur Oberen Lagenidenzone. Damit werden die paläogeographischen Zusammenhänge mit dem Steirischen Becken neuerlich offenkundig. In letzter Zeit ist ein weiteres Dazittuffvorkommen im abgelegenen Tertiär von Schönweg entdeckt worden. Seine Position über Kohle und reichlich limnische Mollusken führenden, feinkörnigen Süßwasserschichten, die zeitliche Äquivalente der Oberen Granitztaler Schichten vorstellen könnten, ist ungeklärt. Sollte er derselben Eruptionsphase seiner petrographischen Identität halber wie jener aus den Mühldorfer Schichten zuzurechnen sein, wäre an eine diskordante Lagerung zu denken. Bei dem vermutlich karpatischen Alter der terrestrischen Bildung könnte die Asche aber auch zu deren Schichtinhalt gehörig betrachtet werden. – Trotz anhaltender Eintiefung des Lavanttaler Beckens reißt schon mit dem Ende des Unterbadens die Verbindung zum offenen Meer anscheinend durch Landhebung im Südosten ab. Der Aussüßungs- und Verlandungsprozeß ist ähnlich wie im Weststeirischen Becken bereits im Mittelbaden eingetreten. Brackischen bis lakustrischen Mergeln, Tonen und Sandsteinen vornehmlich im Süden und im Hangenden sowie darüber hinaus diskordant gegen Norden bis nördlich St. Andrä folgen ausgedehnte Sand- und Quarzschotterfächer mit vielen Kalkgeröllen und kalkigem Bindemittel, die eine von Süden vorgetragene Schüttung nahelegen = *Dachbergschotter* (insgesamt 400–700 m). Im Nordabschnitt verzahnen sie sich mit Kristallinschotter führenden Sandsteinen von lokal begrenzter nordwestlicher Herkunft. In dazwischen liegenden Niederungen entstehen Torfmoorbildungen mit reinen Süß-

wasserfaunen und Blattresten ohne stratigraphischen Aussagewert.

Sarmat: Fortschreitende Absenkung des kristallinen Rahmens namentlich im Osten erlaubten es der ausgreifend transgredierenden brachyhalinen See des Untersarmats, vom Weststeirischen Becken (Waldhof – Thal) über das unter Meeresspiegel geratene Areal der gegenwärtigen Koralpe auch in das Lavanttal einzudringen. Mergel mit typischen Rissoen- und Elphidiengesellschaften wechsellagern und verzahnen sich mit kalkgeröllreichen Schottern, deren Liefergebiet im Süden zu suchen ist. Mehrere Regressionsphasen hinterließen Kohlenlager, davon das Liegend- und das Hangendflöz bauwürdige Mächtigkeiten ausweisen (St. Stefaner Mulde). Über eine Pirenellenfazies wird oberhalb des Hangendflözes durch einen Phosphorithorizont mit zahlreichen Säugetierresten das Landfestwerden des Gebietes signalisiert. – Das überregional allgemein zurückweichende Mittelsarmat fehlt. – Während des Obersarmats bleibt das Becken abgesondert, und es gelangen terrestrische Tone, Mergel und Sande des *Kuchler Horizontes* zum Absatz, dessen Kohlenlinsen jedoch heute nicht abbauwürdig sind. In höheren Lagen deuten Kristallinschottereinschaltungen das erneute Auftauchen insbesondere der Koralpe als nun endgültig trennende Schwelle zum Steirischen Becken hin an.

Pannon bis Pliozän: Verbreitete kalkfreie Sand- und Schotterfächer (bis 400 m) kristallinen Materials über dem Kuchler Horizont werden dem Unterpannon zugezählt und zeigen das weitere Emportauchen von Kor- und Saualpe an. Die Höhen des umrahmenden Festlandes verblieben indes niedrig, was aus der Feinkörnigkeit des Detritus geschlossen werden darf. – Das Alter der Blockschotter im oberen Lavanttal (Wölch, Gräbern, Preitenegg etc.) ist ungeklärt, allgemein werden sie gemeinsam mit den *Reideebener Schottern* des unteren Lavanttales dem Pliozän (Daz) zugeschlagen.

Vulkanismus

Neben den bereits erwähnten Dazittuffen innerhalb der Mühldorfer Schichten sind aus dem Weichbild von Lavamünd einige kleine Dazitvorkommen (u. a. nur in Lesesteinen) bekannt, die als Aschenquellen in Frage kämen. Sie gehören insgesamt dem miozänen Eruptionszyklus des Steirischen Beckens an. – Lange umstritten war das Alter des basaltischen Andesites von Kollnitz, der Granitztaler Schichten durchstößt, randlich frittet und als jüngste Einschlüsse Sedimentbrocken des Unterbadens enthält. Nachdem schon ziemlich früh auf die Möglichkeit einer mittelmiozänen Bildung des Gesteines hingedeutet worden war, hat sich doch in der Folge die Annahme einer Zugehörigkeit zum Pliozänvulkanismus allgemeiner durchgesetzt. Neueste isotopische Datierungen ergeben jedoch ein Ausflußalter von ca. 15 Millionen Jahren und eine Gleichaltrigkeit mit dem Shoshonit von Weitendorf im Steirischen Becken. Damit fügen sich beide Eruptionsgebiete in die miozäne Aktivitätsperiode (Karpat bis Unterbaden) ein, wobei der in das höhere Baden fallende radiometrische Wert wahrscheinlich in geringen Argonverlusten Erklärung findet.

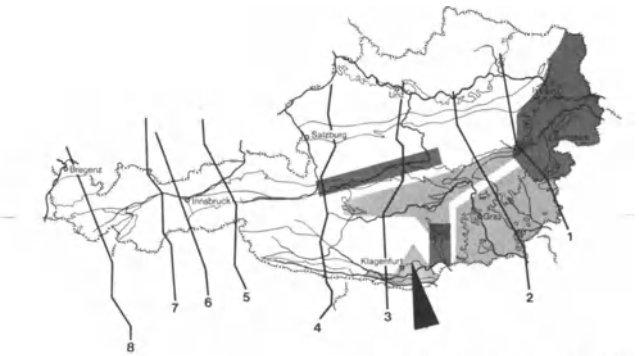
Tektonik

Im vorliegenden Gebiet treffen zwei beinahe senkrecht zueinander verlaufende tektonische Bauelemente aufeinander. Das ältere ist die etwa West-Ost-streichende Granitztaler Mulde, die im Norden noch schön den sedimentären Kontakt ihrer Sedimentfüllung auf das Saualpenkristallin bewahrt hat, im Süden aber durch einen postkarpatischen Bewegungsakt stärker aufgerichtete Schichten zeigt. – Als jüngerer Bauteil ist die nach dem Unterpannon erfolgende, nach Süden an Intensität zunehmende Einmuldung bzw. Einfaltung des Lavanttaler Beckens an NW-SE-Achsen mit anschließender Bruchtektonik zu betrachten. In der nördlichen breiten St. Stefaner Teilmulde finden sich die Störungen im Osten zur Koralpe hin, dagegen ist im Westen (Saualpe) die einstige Transgression der Tertiärabsätze noch erkennbar. Eine feststellbare Qualitätszunahme der Kohle im St. Stefaner Revier in Richtung Osten mag der tektonischen Beeinflußung zu danken sein. In der mittleren Andersdorfer Teilmulde, welche zwischen Mesozoikum und Kristallin durch erhöhte Einengung saiger stehende Dachbergschotter zeigt, ist der Gesamtschichtumfang bereits auf ein Drittel reduziert. Störungen gewinnen jetzt auch am Westrand an Gewicht. Die bruchgebundene Hauptverstellungsbewegung ist in der südlich benachbarten, schmalen Ettendorfer Teilmulde nun schon an den westlichen Randbruch übergesprungen, indessen im Osten die ursprünglich phasenhafte sedimentäre Auflagerung der Beckensedimente auf Koralpenkristallin beispielhaft erhalten geblieben ist. – Der Betrag des jungen gewaltig bruchartigen Auftauchens des Koralpengebirgsstockes wird bei Vergleich der Niveauunterschiede der Unterkanten des Untersarmats im Lavanttal und Steirischen Becken auf 4000 bis 5000 m geschätzt. Diese tektonischen Bahnen folgen vermutlich mindestens variszisch an-

gelegten Störungen, welche heute noch von Erdbeben erschüttert werden und verschiedenenorts Mineralquellen (z. B. Preblauer Säuerling) fördern.

Literatur: BECK-MANNAGETTA P. 1952, 1956, 1959; KOLLMANN K. 1965; SCHMID M. E. 1974; THIEDIG F. 1970; LIPPOLT H. et al. 1975.

3.12.4. Das Klagenfurter Becken



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Allgemeines

Für die Herkunft der marinen Ablagerungen des Unterbadens im soeben besprochenen unteren Lavanttal mögen die einstigen morphologischen Gegebenheiten vor Sedimentationsbeginn im heute südlichen Klagenfurter Becken von wesentlicher Bedeutung sein. Zeugen doch sie neben den offenkundigen litho- und biofaziellen Analogien der Mühldorfer Schichten zu den Florianer Schichten des zentralen Weststeirischen Beckens und den beispielhaften südlichen Küstensaumbildungen ersterer in der Ettendorfer Teilmulde für eine wahrscheinlichere Herleitung der Ingression von Osten. Denn die ältesten Absätze im Klagenfurter Becken setzen durch ihre Ausbildung zunächst ein reifes, ausgeglichenes Gelände voraus. Dieser alte, teilweise überlieferte Reliefformenschatz deutet indes eher darauf hin, daß das Areal der gegenwärtigen Karawanken vormals eine landfeste Barriere nach Süden hin vorstellte, wenngleich der Senke von Windischgraz im Südosten nicht a priori gewisse Verbindungsfunktionen abgestritten werden sollen.

Stratigraphie

? Baden: Eine damals beginnende Absenkung des Klagenfurter Beckens könnte aus wenigen Funden „tortonischer" Gerölle vom Nordrand der Petzen abgelesen werden, deren Vorkommen aber durch fluviatile Verfrachtung aus größerer Entfernung naheliegender erscheint als durch Abtrag umliegender Marinablagerungen.

Sarmat: Mit den *Grundflözschichten* (über tiefgründiger Verwitterung Liegendtone, dann Kohle mit Aufspaltungstendenzen in mehrere Flözblätter und wieder Hangendtone) und den *Rosenbacher Kohlenschichten* (Tone mit glimmerreichen Sand- und feinkörnigen, gut gerundeten Quarzschottereinschaltungen und verschiedenen dünnen Kohlenlagen) setzte nachweisbar die Beckenfüllung ein, die auch auf das Gebiet der heutigen Karawanken übergriff. Die Interpretation der Ablagerungseigentümlichkeiten verweist auf eine flachwellige, reife Oberflächengestaltung der Landschaft, darin weitläufig verwilderte Flüsse mit peripheren, aus niederen Pflanzen entstehenden Torfmoorbildungen für eine relativ ruhige, aber wechselvolle Sedimentation sorgten. Die Schüttungen erfolgten aus dem Norden. Süßwassermollusken und Pollenfloren stimmen mit jenen aus den sarmatischen Kohlen des Lavanttales (besonders des Kuchler Horizontes) gut überein.

Pannon: Die paläogeographischen Verhältnisse werden abrupt durch den Absatz groben Karbonatgerölles mit nicht seltenen Komponentenbeigaben paläozoischer und intrusiver Gesteine unterbrochen. Das Kalkmaterial entstammt dem nun in Hebung begriffenen Nordstamm der Karawanken (Grobkörnigkeit und schlechte Abrollung deuten auf nahes Liefergebiet im Süden). Die paläozoischen und Intrusivgesteinsschotter dokumentieren darüber hinaus die Existenz von Mulden im aufsteigenden Gebirge, durch die dieses aus noch südlicheren Bereichen ableitbare Material fluviatil transportiert worden ist (Remschnig, Leppental). – Darüber folgt eine Wechsellagerung jener groben Karbonatfracht aus den im Süden weiterhin emportau-

chenden Nordkarawanken mit Schüttungen aus dem Norden in Form sand- und tonreicher Lagen mit gut gerollten Quarz- und Kristallingeröllen und unbedeutenden Kohlenschmitzen. Diese Schichtfolge ist wohl mit den sogenannten *Mischschottern* zu identifizieren, die früher noch den Rosenbacher Kohlenschichten zugereiht worden sind. – Gegen das Hangende gewinnen die derben, mäßig gerundeten Karbonatschotter bis -konglomerate die Vorherrschaft und werden überdies weiter nach Norden vorgetragen, wohl Ausdruck verstärkter Heraushebung der Nordkarawanken. Zugleich geht die Verbindung zu den südlichen Arealen verloren, entsprechende Gesteinskomponenten (Paläozoika, Intrusiva) scheinen in den Geröllspektren nicht mehr auf. Diese nach oben stark konglomerierten Kalkschotterschüttungen sind in der Literatur als *Bärentalkonglomerat* zu Füßen der Nordkarawanken bzw. als *Sattnitzkonglomerat* jenseits der Drau bekannt. Die genetische und stratigraphische Identität beider Psephite wird trotz des geringfügig verschiedenen Bindemittels (karbonatisch – sandig) durch die Analyse der Pollen aus jeweils geringen basalen Ton- und Kohlenlagern erhärtet. Sie belegen ein oberpannonisches Alter der Schichten, die keine zeitlichen Äquivalente im Lavanttal haben. Das rasche Aufsteigen des Nordstammes der Karawanken wird überdies durch synsedimentäres Eingleiten oft riesiger Triasschollen (vornehmlich Wettersteinkalk) nach Loslösung von den Nordflanken des sich aufwölbenden Gebirges bezeugt.

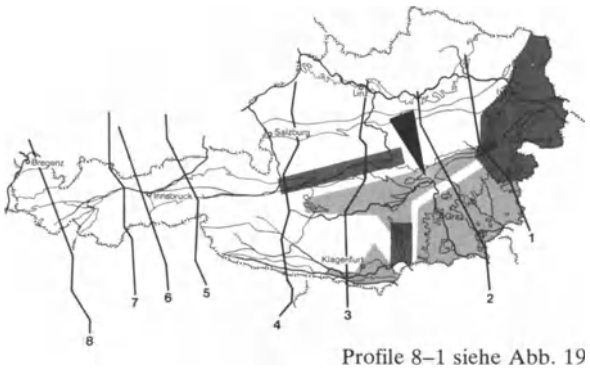
Im Norden des Klagenfurter Beckens sind grobe Wildbachschotter als *Waitschacher* oder *Dobranbergschotter* aus dem Gebiet des Krappfeldes zwischen 700 und 1100 m Seehöhe in größerer Verbreitung bekannt. Flüsse förderten vermutlich im Mio-/Pliozän (?) von der Westseite der heutigen Saualpe den Abtragungsschutt über das damals noch nicht bestehende Görtschitztal hinweg in südliche Richtung.

Tektonik

Die junge Aufwölbung der Karawanken geht aus zum Teil jetzt hochgelegenen Erosionsrelikten des älteren sarmatischen Schichtumfanges im Gebirgsinneren hervor (etwa konglomerierte Tertiärgerölle auf dem Plateau der Petzen, früher fälschlich für Augensteinvorkommen gehalten). Die vertikalen Bewegungen sind von bruchartigen Hebungen (Horste) und Absenkungen (Gräben) begleitet. Bald wird indessen der Aufpressungsmechanismus der Gesamtkarawanken durch horizontale Überschiebungen im Norden nordwärts und im Süden südwärts ergänzt. Zusammen mit den Einengungsphänomenen und der Saigerstellung zentraler Bauteile mag hier in dem Abschnitt der Periadriatischen Naht durchaus an krustenkonsumierende Vorgänge gedacht werden. In unserem Raum wurde von den Unterströmungen selbst noch das Bärentalkonglomerat erfaßt und kleine tertiäre Reste innerhalb der Karawanken (Lobniggraben, Preverniksattel) mittelbar tektonisch eingeklemmt. Die nordvergenten Überschiebungen an der Oberfläche halten demnach postpannonisch an. Schließlich wird der Bereich des Sattnitzkonglomerates gegenüber seinem Vorland ca. 200 bis 300 m herausgehoben. Dagegen können alle Hinweise auf eine im Pleistozän fortdauernde Aktivität von Hebung und Überschiebung (wie Steilstellung und partielle Überwältigung sogar würmzeitlichen Moränenschuttes) als ursächlich sedimentäre Erscheinungen (Hangbrekzien etc.) gestrichen werden.

Literatur: BAUER F. 1970, 1973; HUSEN D. 1976; KAHLER F. 1953.

3.12.5. Die Norische Senke



Profile 8–1 siehe Abb. 19

Allgemeines

Es ist das im weiteren Sinne jener Bereich der Mur-Mürz-Furche, wo sich gleich einer Perlenkette mehr oder minder breite Tertiärbecken in oft bedeutenden Resten von Tamsweg im Lungau bis Hart bei Gloggnitz am Südzipfel des Inneralpinen Wiener Beckens aneinandergereiht finden und durch ihre andersartige weiche Morphologie angenehm den Landschaftsstil der nördlichen Zentralalpen beleben. Der Inhalt der jungen Sedimentmulden besteht aus teilweise sehr mächtigen terrestrischen fluvio-lakustrischen Ablagerungen, die einstens jenen breiten Streifen der Norischen Senke vermutlich geschlossen erfüllten, heute jedoch durch spätere tektonische Einengung und Zerstückelung sowie erosive Verstümmelung des Raumes in meist isolierten Vorkommen vorliegen. Zur Zeit ihrer Deponierung aber waren sie neben ihrem eigenen Zusammenhalt nördlicher Abschnitt jenes großen umfassenden Festlandsareals, dessen weitere Elemente schon im südlichen Wiener Becken mit seinen östlichen Randbuchten, dem Steirischen Becken und dem gesamten Lavanttal Erwähnung gefunden haben. Häufige und vielfach abbauwürdige Kohlevorkommen sowie lokal reiche Fundstellen tierischer und pflanzlicher Überreste der Vorzeit zeichnen die Sedimente aus.

Stratigraphie

(? Ottnang) Karpat bis Unterbaden: Die Schichtfolgen der einzelnen Becken sind naturgemäß sehr variabel und von lokalen paläogeographischen Begebenheiten abhängig gewesen. Ganz allgemein kann darüber gesagt werden, daß sie mit Glanzkohle als sogenanntes Grundflöz oder mit Brekzien und Grobschotterschüttungen beginnen können. Darüber folgen vielfach tonig-sandige Seeablagerungen mit episodischen Verlandungszyklen, verbunden mit weiterer Kohlebildung. Nicht selten werden die Absätze dann diskordant von jüngeren Blockschotterserien überdeckt. Die Gesamtmächtigkeit kann heute noch örtlich bis 1500 m erreichen (z. B. Fohnsdorf). Lokal führen die Schichten oft reiche fossile Tier- und Pflanzenreste, die aber in der Mehrzahl kaum mehr als miozänes, in Einzelfällen „helvetisches" bis „tortonisches" Alter bei subtropisch-mediterranen Klimaverhältnissen nahelegen. Seit langem war das häufige Auftreten von vulkanischen Aschen („Seifenstein") in verschiedener Horizontlage als Andesittuffe oder Bentonite für eine Altersgleichstellung mit dem steirischen Miozänvulkanismus herangezogen worden. Die genaue Datierung jener Ereigniskette in jüngerer Zeit durch Bohrungen im Steirischen Becken (Karpat bis Unterbaden) ist jetzt auch für die Norische Senke relevant. Nicht auszuschließen bleibt jedoch ein mögliches ottnangisches Alter für basale Anteile der Sedimentsequenz in Übereinstimmung mit der überregionalen paläogeographischen Situation auf dem „Alpenfestland".

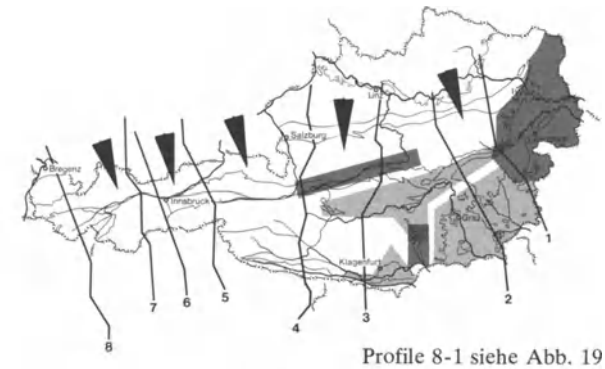
Tektonik

Das ehemals wohl viel breitere Becken der Norischen Senke war nach dem Unterbaden beträchtlich eingeengt und von seinen Nachbargebieten mit vergleichbarer terrestrischer Sedimentation abgetrennt worden. Das ereignete sich zu einer Zeit, da im selben Meridianabschnitt weiter im Norden an der Orogenfront längst die letzten tangentialen Bewegungen erloschen waren (nacheggenburgisch-vorottnangisch!). Es mußten also südlich des tektonischen Alpennordrandes unter dem Deckenland weiterhin krustenverkürzende Prozesse vor sich gegangen sein, die durch fortgesetztes Zusammenstauchen des darüber lagernden Deckengebäudes Ausdruck gewannen. Diese nordvergente Verschmälerung der Erdoberfläche war von Aufrichtungen und Steilstellungen, tektonischen Einklemmungen und Einbrüchen der Schichten begleitet, wobei es zur Ausbildung von asymmetrischen Beckenmulden kommen konnte, in deren häufig überkippten Südflügeln die ältesten Sedimente

aufscheinen. Verschiedene Tiefenlagen und die einsetzenden Kräfte der Erosion zerrissen bald darauf den einheitlichen Verband des Ablagerungsraumes.

Literatur: HEINRICH M. 1977; METZ K. 1973; PETRASCHECK W. 1924, 1929; WINKLER-HERMADEN A. 1951; ZAPFE H. 1956.

3.12.6. Die Augensteinschotter



Profile 8-1 siehe Abb. 19

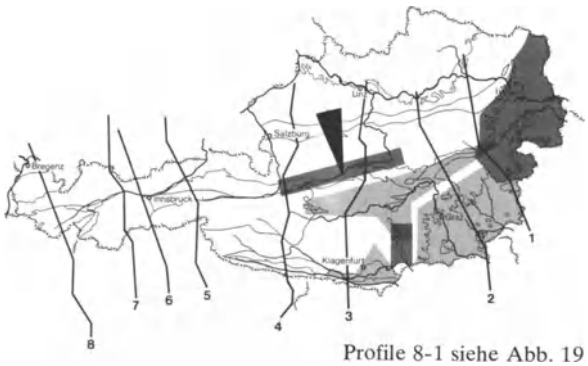
Die Existenz von nichtkalkalpinem, meist gut gerundetem und stark ausgelesenem Gerölle auf den Plateaus der Nördlichen Kalkalpen vom Unterinntal bis südlich von Wien ist seit langem im Schrifttum dokumentiert. In letzter Zeit wurden Augensteinschotter auch aus den westlichen Tiroler Kalkalpen gemeldet (Karwendel-, Miemінger- und Wettersteingebirge). Die auffällig ortsfremden Komponentenspektren werden von Quarz beherrscht, daneben zählen noch Grauwackengesteine, dunkle Dolomite, Lydite, Gneise, Werfener Sandstein und Juraradiolarite zum Bestand. Insgesamt verweisen die Schotter auf fluviatilen Transport aus Liefergebieten in der Grauwackenzone und im zentralalpinen Kristallin. Die Vorkommen der Augensteine sind aber durchwegs nicht mehr in situ, sondern umgelagerte und an besonders geschützten Stellen durch Auswaschung redeponierte Reste einer einstigen flächenhaften Überschotterung einer Uroberfläche der Kalkalpen, die jedoch nicht erhalten geblieben ist. Die Augensteinfelder stehen nämlich in keinem Zusammenhang mit den ältest überlieferten Reliefformen (der „Raxlandschaft"), sondern waren einst auf einem noch höheren Niveau abgelagert worden. Gegenwärtig liegen sie auf sekundärer oder gar tertiärer Lagerstätte vor. Relativ früh in der Erforschungsgeschichte dieser Schichten war die große Übereinstimmung des Schotterbestandes mit dem des Ennstaltertiärs aufgefallen. Später glückte auch der Nachweis des Überganges von Ennstaltertiär in ein Augensteinfeld (bei Hieflau), womit das genetische und zeitliche Verhältnis beider belegt war. Darüber hinaus war es einsichtig, daß beide älter sein mußten als das Sedimentationsbecken der Norischen Senke, da wahrscheinlich aus diesem Gebiet oder noch südlicher der Geröllbezugsbereich für Ennstaltertiär und Augensteinschotter anzunehmen wäre. Weiters führten Geröllanalysen zur Aufdeckung sedimentärer Beziehungen der Augensteinschotter zu den Unterinntaler Angerbergschichten. Versuche einer Ableitung der Lithologie der Komponentengemeinschaft aus heute vorliegenden Gesteinsserien der Grauwackenzone und Zentralalpen erscheinen indessen angesichts der enormen Abtragungswerte in der Zwischenzeit aussichtslos und wenig zielführend.

Aus der Verbindung mit dem teilweise pflanzenführenden Ennstaltertiär hatte man auf ein alt- bis mittelmiozänes Alter der ursprünglichen Augensteinschotterbildung geschlossen. Zu einer den Tatsachen näher kommenden Datierung der primären Schotterablagerung der Augensteine und damit auch direkt zur Einstufung des Ennstaltertiärs haben jedoch in neuerer Zeit gerade Untersuchungen der Geröllzusammensetzungen von Konglomerateinschüttungen in die Jüngere Innere Molasse (= westliche Subalpine Molasse) überzeugende Hinweise beigetragen. Aus der jüngsten tektogenetischen Analyse der Molasseevolution geht ja deutlich genug hervor, daß der Südsaum des Molassemeeres unmittelbar den Nordrand des festländischen Oberostalpins umspülte und mit der Unterinntaler Bucht sogar tief in dieses eindrang. Das nach Norden entwässernde Flußnetz brachte somit nicht bloß den Detritus der kalkalpinen Nahbereiche in die Molassesedimentation ein, sondern gleichfalls das zentralalpine Fernmaterial. Erstmalig werden derartige Geröllbeigaben aus den oberen Deu-

tenhausener Schichten (Rupel) registriert, erreichen im Untereger einen Höhepunkt (Angerbergschichten im Unterinntal, in den Schotterfächern der Jüngeren Inneren Molasse Südbayerns bis zu jenen der Zentralen Molasse Niederösterreichs, z. B. Urmannsau 1) und enden mit dem tieferen Obereger ziemlich schlagartig. Diese Fakten ermöglichen es, das Bildungsalter jener flachwelligen, nur mehr gedanklich rekonstruierbaren Uroberfläche der Augensteinaltlandschaft, der primären Aufschotterung der Augensteine und der damit ursächlich verbundenen Ablagerung des Ennstaltertiärs recht gut abzugrenzen. Die erste nachweisbare Sedimentation auf dem Festland gewordenen alpinen Deckengebäude fällt also wohl begründet in jenes fast 15 Millionen Jahre währende, relativ ruhige Intervall von Helvetischer und Jungsavischer Phase (höheres Lattorf bis tieferes Obereger). Die Altsavische Dislokation scheint trotz gravierender Veränderungen im Bereiche des helvetischen Molassetroges keine nachhaltigen Wirkungen auf die Orographie des alpinen Hinterlandes gehabt zu haben. Erst mit dem gewaltigen Subduktionsakt der Jungsavischen Bewegung waren die Augensteinaltlandschaft zerstört worden und ihre Sedimente weitgehend den nachfolgenden Erosionsperioden anheimgefallen.

Literatur: FUCHS W. 1976b; GÖTZINGER G. 1913, 1915; SCHIEMENZ S. 1960; TOLLMANN A. 1964b; TOLLMANN A. & KRISTAN-TOLLMANN E. 1962; WINKLER-HERMADEN A. 1928, 1951, 1957; ZEIL W. 1953.

3.12.7. Das Ennstaltertiär



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Allgemeines

Eine lose Kette kleiner, voneinander heute isolierter Tertiärvorkommen mit örtlicher Kohleführung zieht vom oberen Ennstal (Wagrain im Pongau) bis hin zum Ennsknie bei Hieflau am Südsaum der Nördlichen Kalkalpen bzw. in der Grauwackenzone. Ihre Höhenlage ist ganz unterschiedlich in der Gegenwart. Relikte dieser einstmalig weit verbreiteten und zusammenhängenden Sedimentdecke gibt es vom Bereich des Talbodens bis hinauf in Seehöhen nahe der 2000 m-Grenze.

Stratigraphie

Es sind allgemein vorwiegend fein- bis mittel-, selten grobkörnige Schotter mit Quarzvormacht und geringer, aber deutlich merkbarer Lokalkomponente. So weisen die Geröllspektren von Ablagerungen innerhalb der Grauwackenzone zusätzlich Quarzphyllite, Graphitschiefer, Quarzite und Grüngesteine auf, diejenigen auf Kristallinarealen Gneise, Pegmatite und Granite. In den Schottern von Vorkommen in den Kalkalpen ist auch mesozoisches Sedimentmaterial zu beobachten. Auffallend ist eine relativ bemerkenswerte Häufigkeit ostalpiner Paläogenkalkgerölle, die auf die vormals weite Verbreitung derartiger Absätze aufmerksam machen. Weiters ist hervorzuheben, daß Gesteine des Tauernkristallins fehlen. Gewisse Analogien in der Gesteinskomposition lassen die Herkunft der Schotterschüttungen aus der Grauwackenzone naheliegend erscheinen, doch sind „genauere" Ableitungen angesichts des gewaltigen Abtragungsschuttes in der Molasse müßig, weil die damaligen Liefergebiete wohl längst der Erosion zum Opfer gefallen sind. – Im Hangenden der Schotter oder darin eingeschaltet sind Sande, Sandsteine und Tone mit örtlichen Kohleflözen. Mancherorts gibt es in der limno-fluviatilen Schichtfolge berühmte Pflanzenfundstellen. Doch weder diese seit langem bekannten Fossilreste noch pollenanalytische Untersuchungen aus jüngerer Zeit konnten das Alter des Ennstaltertiärs befriedigend klären. Man hielt es schlechthin für miozän, wobei zeitliche Zuweisungen von „Aquitan" bis „Unterhelvet" reichen konnten.

Eine den Tatsachen nahekommende Altersangabe (nämlich höheres Lattorf bis tieferes Obereger) vermittelt der direkte Bezug zu den Augensteinschottern, deren Datierung über den Umweg ihrer in die Molassesedimentation geratenen Anteile gelungen erscheint. Somit repräsentieren die Tertiärvorkommen des oberen Ennstales die ältesten, einigermaßen in situ verbliebenen Ablagerungen auf alpinem Festland im Jungalpidikum.

Tektonik

Gleichlaufend mit der Zerstörung der Augensteinaltlandschaft im Zuge der Jungsavischen Dislokationsphase ist wohl ebenfalls die Auflösung des „Ennstaler Sedimentationsraumes" anzunehmen. Spätere tektonische Bewegungen an der Orogenfront und im Untergrund des Dekkengebäudes führten zu weiterer Zerstückelung und Zerreißung des ehemaligen Verbandes sowie zu Einklemmungen und Verfaltungen mit der jeweiligen Basis (siehe Norische Senke).

Literatur: FUCHS W. 1976b; TOLLMANN A. & KRISTAN-TOLLMANN E. 1962; WINKLER-HERMADEN A. 1957.

3.12.8. Die präquartäre Morphogenese des Alpenraumes

Eine überregionale Untersuchung der Beziehungen der Molasse zum tektogenetischen Geschehen des Jungalpidikums in allerletzter Zeit hat durch eine entscheidende und folgenschwere Standortsänderung der Betrachtung an eine erstaunlich verständlichere und befriedigendere Lösung des Problemkreises herangeführt. Sie macht indessen in einzelnen Abschnitten die radikale Abkehr von althergebrachten und bislang unbestrittenen Ansichten nötig, die auch dieses Kapitel zum Teil fordert. Dabei wird in diesem Rahmen ganz bewußt versucht, nur geologisch wirklich Vertretbares aus der Fülle an überlieferten, aber kaum deut- und datierbaren Spuren vorzubringen.

Nach der im Zuge der Illyrischen Dislokationsphase abgeschlossenen „penninischen" Subduktion lag im Ostalpenraum zu Beginn des Obereozäns das alpine Deckengebäude (das Oberostalpin einschließlich des unter bis knapp vor sich hergewälzten Flysches) als Festland am unmittelbaren Südrand des sich jetzt auf helvetischem Boden entfaltenden Molassemeeres. Damit hatte die Molasse direkten Zutritt in entsprechend geeignete Muldenzonen ihres südlichen Küstensaumes (Unterinntal, Reichenhall). Die früher notwendig korridorgleichen Verbindungen über die bereits trocken gefallenen Bereiche von Flysch und Helvetikum zur Molasse besonders im Oligozän werden somit überflüssig und die auffallend weitreichenden faunistischen Beziehungen der heute isolierten Unterinntaler Tertiärschichten nach Norden (Deutschland) und Osten (Mähren und Ungarn) ursächlich beleuchtet.

Daraus wird ersichtlich, daß jetzt die Molasse im Alpenraum nicht mehr als zusätzlich hinzugewonnener randlicher Trog fernab dislozierender Prozesse aufgefaßt wird, lediglich zur Aufnahme des vom Orogen herantransportierten Abtragungsmateriales bestimmt. Sie wird vielmehr als bezeichnendes Entwicklungsstadium im Verlaufe der nun erfolgenden Plattenkollision eingeschätzt. Das durch diese gewaltigen Umstellungen im Obereozän vornehmlich auf das Helvetikum eingeengte Meer (das nur im bayerisch-oberösterreichischen Bereich auch epikontinentales Vorland bedeckte) erweiterte sich ab der Traisen ostwärts. Die paläogeographische Situation leitete auf kurzer Distanz von den alpinen Verhältnissen zu jenen der Westkarpaten über, wo noch keine „penninische" Krustenverkürzung stattgehabt hatte. Dort lagen alle Faziesräume weiterhin offen und vom Meer erfüllt vor, vom Vorland (Waschberg-Steinitzer Trog) bis in die Zentralkarpaten (Podhale-Flysch). Als weitläufig flache Überflutung griff die See von Osten her episodisch im Obereozän auf das festländische alpine Deckengebäude über, wo es im Rücken der Orogenfront schon auf entblößtes Unterostalpin zu liegen kam (Wimpassing/Leitha, Kirchberg/Wechsel).

Anschließend war der Ostalpenbereich bis ins tiefere Lattorf von rasch aufeinanderfolgenden geodynamischen Großereignissen betroffen worden, die kaum die Ausgestaltung reiferer Reliefgenerationen und deren Überlieferung gestatteten. Im Zusammenhang mit den Geschehnissen in den Westalpen war insbesondere der westliche Abschnitt bis ungefähr zur Salzach derartig schwerwiegenden paläogeographischen Veränderungen ausgesetzt gewesen. Das Südhelvetikum war durch Subduktion von weiterer Sedimentation ausgeschaltet worden (Pyrenäische Phase) und ging bald darauf durch krustenkonsumierende Prozesse nach stauchender Abhebung und verschieden umfassender Abscherung seines Schichtmantels verloren (Helvetische Disloka-

tion). Wenngleich es östlich der Salzach zu keinen raumverengenden Vorgängen gekommen war, können deutliche Anzeichen von Sedimentationsunruhe und Fazieswechsel bei noch gleichbleibender Trogverteilung als sichtbare Reaktionen benachbarter Krustenabschnitte ausgelegt werden.

Mit dem Ausklingen der helvetischen Bewegungen innerhalb des Lattorfs setzte in der Folge eine vergleichsweise lange Periode tektonischer Ruhe ein. Auf dem vermutlich flach schildförmig gewölbten alpinen Eiland entwickelte sich ein erstes mittelbar nachweisbares bedeutenderes Flußnetz (das der *Augensteinaltlandschaft*), das seine charakteristische Geröllfracht (vornehmlich Quarz, dann Granite, Gneise, Pegmatite, Phyllite, dunkle Dolomite, Lydite und etwas kalkalpine Gesteine) nach längerem, starke Auslese und gute Abrollung verursachendem Transportweg u. a. in das südliche Molassemeer einschüttete. Erstmals werden solche Schotterbeimengungen aus den höheren Deutenhausener Schichten (Unterrupel) gemeldet. Höhepunkte der Anlieferung lagen im Untereger und hörten fast schlagartig mit dem höheren Obereger auf. Das während der vorangegangenen Subduktionsprozesse in die Tiefe verdriftete leichtere Krustenmaterial des Südhelvetikums hatte in vertikalen Ausgleichsbewegungen nach oben gedrängt, was verstärkte Erosion und Denudation bedingte. Schon im Untereger lag das heutige Tauernfenster im Bereich abtragender Kräfte, findet sich doch bereits Barroisit, ein typisches Mineral der Tauernkristallisation, in Molassesedimenten jener Zeit. Damit kann aber auch die Dauer der alpidischen Hauptmetamorphose mit Obereozän bis Rupel (38 bis 32 Millionen Jahre vor heute) recht gut datiert werden. Erwähnt möge die Tatsache werden, daß bis heute keine Gesteinskomponenten des Tauernkristallins, weder aus den gegenwärtig stets nur in Umlagerungsvorkommen sekundärer oder gar tertiärer Natur überlieferten Augensteinschottern noch aus dem mit diesen einst ursächlich stratigraphisch und genetisch in Verbindung gestandenen, in etwa in situ noch befindlichen Ennstaltertiär bekannt geworden sind. – Während scheinbar die Altsavische Phase keinerlei nachhaltige Einwirkungen auf die Orographie des alpinen Festlandes ausübte, führte der gewaltige Subduktionsakt der Jungsavischen Dislokation zur fast völligen Auflösung der zuvor entstandenen paläogeographischen Situation. Es ist mit geologisch vertretbaren Methoden nicht möglich, die ehemalige Uroberfläche der Augensteinaltlandschaft mit momentan höchsten (daher von geomorphologischer Seite „zwingend" als älteste identifizierten) Gipfelflurelementen in Zusammenhang zu bringen. Ihr Reliefformenschatz muß trotz einer Fülle unleugbar überkommener, unter Rücksichtnahme nachfolgender, im Detail indes nicht annähernd abschätzbarer Hebungsvorgänge und damit unterschiedlicher Niveauverstellungen jeglicher Art nach wie vor als verloren gelten. – Ebenso ist eine Korrelation von Augensteinaltlandschaft im Süden und dem „prächattischen" Relief der südlichen Böhmischen Masse im Norden übertrieben. Die Anfänge letzterer sind wohl älter und insgesamt aus einer länger währenden Festlandsperiode bezogen vorzustellen.

Nach Abschluß der folgenschweren Krustenreduktionen helvetischen Bodens im Verlaufe der Jungsavischen Phase in den Ostalpen ist in deren westlichem Teil eine beginnende Konsolidierung der Raumverhältnisse zu bemerken. Östlich der Salzach dagegen blieb die Orogenfront ostwärts noch lange labil. Hier fand die augenfällige geodynamische Anpassung des während der Illyrisch-Savischen Zyklen ausgestalteten alpinen Deckengebäudes an jenes der Westkarpaten statt, welches seinen heutigen vorläufig endgültigen Bau späteren, nämlich Savisch-Moldavischen und noch jüngeren Dislokationen verdankt. Im Gefolge der erlöschenden Tangentialbewegungen (im Westen natürlich intensiver als im noch immer unruhigen Osten) kam es auf Grund der in die Tiefe eingedrifteten leichten Kruste (Helvetikum im Westen, Buntmergeltrog im Osten) zu neuerlicher isostatischer Mobilisation der Erdoberfläche. Dieses Schweredefizit unter den alpinen Decken bestimmt bis in die Gegenwart deren unaufhörlich aufsteigende Tendenz und eigentliche „Gebirgswerdung". Die tiefgreifend veränderte paläogeographische Ausgangslage wird indessen wohl am deutlichsten durch die völlige Umstellung des Detritus der Flußschüttungen in die südliche Molasse demonstriert. Mit dem hohen Obereger, vor allem aber mit dem Eggenburg beherrscht ab nun der Flysch die Geröllspektren.

Mit dem Ende des Ottnangs verlandete der größte Teil der Molasse südlich der Donau. Unter den Ablagerungen der nun anhebenden Oberen Süßwassermolasse sind auch Sedimentreste alpiner, nicht näher lokalisierbarer Flüsse feststellbar (Pitzenbergschotter: Baden-Sarmat – Steinbergschotter: Obersarmat).

Auf den Plateaubergen der Nördlichen Kalkalpen haben sich zum Teil eindrucksvolle Relikte der sogenannten *Raxlandschaft* erhalten, deren hügeliges Gelände Reliefenergien von 200 bis 300 m aufweist. Ihrer von geographischer Seite spekulativ auf heutigen Höhenunterschieden fundierten Untergliederung, ihrer Stellung zu anderen überlieferten, nicht talgebundenen Alt-

flächensystemen im Ostalpenraum und ihrer direkten Verbindung mit teils marinen, teils terrestrischen Sedimenten draußen in der Molasse und der davon abgeleiteten Datierung des Oberflächenformenschatzes kann aus geologischer Sicht nicht in dem Maße gefolgt werden. Die phasenhaft ruckweise Unterschiebung des Vorlandes im Osten führte wiederholt zu Verschiebungen des Meeresspiegels und damit der Erosionsbezugsbasis, was sich in der Herausformung mehrfacher Reliefgenerationen in der Morphologie des Hinterlandes widerspiegelte. Das Phänomen der nach Osten „schräg" abfallenden oder absteigenden Raxlandschaft hat dieselbe Ursache. Im Westen waren die Bewegungen an der Orogenfront einstweilen bereits zum Stillstand gekommen (sie sollten erst wieder nach dem Sarmat aufleben!) und vorher vergleichsweise flächenhaft viel ansehnlichere Krustenteile als im Osten subduziert worden. Im Osten wurde im Gegensatz dazu der isostatische Auftrieb fortgesetzt durch episodische Überschiebungsakte mehr oder minder großen Ausmaßes unterbrochen. Die in noch weiteren Erscheinungen sinnfällig werdende, von Westen nach Osten abtauchende Gebirgsachse der Alpen liegt somit primär in der zeitlich gegen Osten retardierenden geodynamischen Evolution der Plattentektonik begründet.

Etwa zur selben Zeit bildete sich im Südosten des alpinen Festlandes ein großräumiger terrestrischer Senkungsbereich, dessen bis zur Gegenwart bewahrte, tektonisch aber nicht unversehrte Ausdehnung ungefähr mit den heutigen Arealen des südlichen Inneralpinen Wiener Bekkens und seiner östlichen Randbuchten, des Steirischen Beckens, des unteren Lavanttales und der Norischen Senke zu umgrenzen wäre. Weitflächig überlieferte basale Rotlehme verweisen auf eine zuvor längere intensive Verwitterungsperiode. Die danach ab dem Ottnang einsetzende Sedimentabfolge im werdenden und reifenden Binnenbecken gibt Auskunft über das geodynamische Geschehen eines weiteren Raumes. Die zunächst gewaltige Menge grobklastischen lokalen Schuttes zeugt von beträchtlichen Hebungen der Umrahmung. Sie wichen jedoch bald einem mäßigen Oszillieren der Kruste, was sich in vielfachem Wechsel fluviatiler und lakustrischer Ablagerungen mit häufigen verschieden währenden Zeitspannen der Kohlebildung und sich auch gebietsweise in Ingressionen von Flachmeeren ausdrückte. Damit diente diese Senke nicht nur der Aufnahme des Erosionsmateriales, sondern war gleich der Molasse im Norden entscheidendes Bezugsniveau der abtragenden Kräfte geworden, darauf sich die morphologischen Gegebenheiten des der Denudation ausgesetzten Hinterlandes einzuspielen und anzupassen hatten.

Das schon primär aus seiner eruierbaren Paläogeographie nie uniform geschlossene, aber trotz orographischer Gliederung, verschiedener Milieus und sedimentärer Vielfalt einheitliche Großbinnenbecken begann nach dem Unterbaden nach und nach zu zerfallen. Das ereignete sich zu Zeiten, da in den entsprechenden Meridianabschnitten im Norden an der Orogenfront bereits längst die letzten Tangentialbewegungen erloschen waren. Unter dem Deckenstapel fortdauernde krustenverkürzende Prozesse sowie im Süden im Bereich der Karawanken im Verlaufe des Periadriatischen Lineamentes vielleicht neu wirksam werdende Subduktionen verursachten weitere Verschmälerung der Erdoberfläche. Regional unterschiedliche Hebungen, Aufrichtungen und Steilstellungen sowie tektonische Einklemmungen und Einbrüche bis in die jüngste geologische Vergangenheit leiteten zur Zerstükkelung und Zerreißung des ehemaligen Verbandes über. Durch derartige Vorgänge wurde beispielsweise die Norische Senke isoliert und ausgeschaltet. Relativ eng begrenzte vertikale Krustenbewegungen von gewaltigen Dimensionen trennten im Verlaufe späterer Epochen das Wiener vom Steirischen Becken (Wechselkulmination) und dieses wieder vom unteren Lavanttal (Koralpe). Eindrucksvoll lassen sich die jungen Aufwärtsbewegungen von Saualpe und Karawanken zum „Gebirge" dokumentieren. Die Zahl der Exempel könnte fortgesetzt werden.

Berücksichtigt man alle diese verwirrend engmaschig ineinandergreifenden, sich hingegen jeder genaueren Fassung entziehenden Tatsachen ernsthaft, erhellt daraus, daß man sich mit der allgemeinen Datierung der formenden Faktoren von Raxlandschaft(en?) und weiteren talunabhängigen Altflächensystemen mit Eggenburg bis Sarmat bescheiden muß (auf der Richardshofterrasse des südlichen Wiener Beckens liegt Pannon bereits darauf). Die von geographischer Seite geübte „Wiederherstellung" einer weitgehend zeitlich geordneten (bis zu zwanzig Gipfelflurflächen umfassenden) Sequenz der vielen überkommenen, aber nicht mehr einstufbaren paläomorphologischen Elemente durch Auswerten ihrer heutigen Höhenlagen, deren tatsächlich genetische Niveauverwandtschaft jedoch nicht annähernd abschätzbar ist, erscheint deshalb geologisch nicht vertretbar und ihre Bezugstellung zu Sedimenten in der Molasse und davon wieder abgeleitetes Alter willkürlich.

Mit dem Pannon werden erste in etwa dem jetzigen Talnetz folgende Flußläufe erkennbar. Naturgemäß finden sich ihre Spuren im periglazialen Bereich und dort vornehmlich im weite-

ren Donauraum. Der Hollabrunn-Mistelbacher Schotterkegel des Unterpannons kann einem solchen Gerinne zugeschrieben werden. Bereits augenfällig mit dem heutigen Stromverlauf der Donau verknüpft sind eine Reihe hochgelegener, Schotter führender Terrassenrelikte, die wahrscheinlich dem Pliozän entstammen und durch gleichalte Überreste tributärer Flüsse (etwa Traisen, Salzach) in die Alpen weisen, wo die entsprechenden Sedimente und morphologischen Spuren der späteren mehrfachen Vereisung zum Opfer gefallen sind.

Literatur: FUCHS W. 1972, 1976b; SAKAGUCHY Y. 1973; TOLLMANN A. 1968; WINKLER-HERMADEN A. 1957.

3.13. Das Werden der Landschaftsräume seit dem Oberpliozän

Von Werner Fuchs

Mit den Abbildungen 136 und 137

3.13.1. Einleitung

Mit dem ausklingenden Pliozän war der gesamte Bereich Österreichs landfest geworden. Die Reste der Paratethys hatten sich ostwärts zurückgezogen. Dafür verantwortlich waren wohl aus dem Tertiär fortsetzende und bis in die Gegenwart anhaltende Hebungen im Festlandskörper Neoeuropas infolge des Schweredefizites unterschobener helvetischer Kruste und das langsame Emportauchen des involvierten mesoeuropäischen Nordkontinentes nach zur Ruhe kommender Plattenkollision. Eine regionale Beschreibung der Auswirkungen der Gestaltungskraft des Quartärs (meist jetzt noch fälschlicherweise mit dem „Eiszeitalter" von ehemals gleichgesetzt), jenes die heutige Morphologie schaffenden oder prägenden jüngsten erdgeschichtlichen Abschnittes, läßt angesichts der Lückenhaftigkeit und Ungleichwertigkeit überlieferter Spuren in vergletscherten bzw. unvergletscherten Gebieten und im Verein mit neuen Ergebnissen aus Tiefseebohrungen das konventionelle Verständnis einer abrupten Klimaverschlechterung an der Tertiär-Quartär-Wende bezweifeln und nötigt aus verschiedenen Gründen zur oben gewählten, weiter abgesteckten Zeitspanne. Die Ozeanforschung des letzten Jahrzehntes hat nämlich das Datum der Tertiär-Quartär-Grenze von früher vermuteteten 600.000 J. auf ca. 2,5 Mio. J. v. h. zurückverlegt (die Angaben schwanken zwischen 1,7 und 4,5 Mio. J.). Die im Tertiär schon in Bildung und oszillierender Ausdehnung begriffenen Eiskappen auf den Polen erschweren jedoch durch die damit anhebend deutlichere, breiten- und raummäßige Klimadifferenzierung ihre exakte und global synchrone Erfassung. Auf den Kontinenten ist sie ungünstiger Sedimentations- und Fossilisationsbedingungen und späterer gravierender Erosionsleistungen wegen noch ungleich schwieriger zu finden. In den Alpen verweist der Verlauf der alpinen Längstäler trotz weniger erhalten gebliebener präwürmzeitlicher Ablagerungen auf ihre uralte Anlage unter offensichtlicher Ausnützung bereits vorliegender Hohlformen, geologischer Schwächezonen und tektonisch vorgezeichneter Bahnen. Die vielstufige klimatogene Terrassentreppe an der Donau mit der Einbindung gleichaltriger Schotterschüttungen alpiner Nebenflüsse über die Deckenschotterniveaus hinaus belegt vollends im periglazialen Raum eine allmähliche, kontinuierlich zyklische Entwicklung der Landformung vom Tertiär zum Quartär hin.

Weltweit und regional anstehende Schwierigkeiten der Trennung von Tertiär und Quartär waren also das Motiv des etwas ungewöhnlichen zeitlichen Maßstabes für dieses „Quartärkapitel". Dem muß aber umso eher entsprochen werden, als die Zeitenwende Tertiär/Quartär in Österreich bislang nirgends weder durch geologische noch paläontologische Methoden augenfällig geworden ist: Im *inneralpinen* während mehrerer außerordentlicher Kältephasen von Eisstromnetz erfüllt gewesenen *Bereich* werden neben kaum deutbaren alten Geländerelikten nur relativ wenige den langen Abtragungsperioden unter verschiedensten klimatischen Einflüssen entronnene Zeugnisse vermittelt. Lediglich die Interpretation der reichen morphologischen und sedimentologischen Hinterlassenschaft der letzten 40.000 Jahre wird in jüngster Zeit durch Radiokarbondatierungen und Pollenanalysen endlich verläßlicher. – Am nördlichen Alpenrand war das zeitweise bestehende Eisstromnetz abschmelzend mit gewaltigen Gletscherloben ins *Vorland* getreten und hatte vor sich mächtige, teilweise gestaffelte Endmoränenwälle aufgebaut, daran sich jeweils dazugehörende glazifluviatil geschüttete Terrassenschotterkörper anschließen. Solcherart glaubte man in dem klassischen Gebiet alpiner „Eiszeitgliederung" vier Vereisungen unterscheiden zu können. Auch heute wird daran noch festgehalten, obwohl mit der genetischen Auslegung der „Weißen Nagelfluhen" des Krems- und Almtales mindestens eine zusätzliche, zwischen Günz und Mindel einzuschiebende Kaltzeit bekannt ist. Ob damit bereits das Pleistozän zeitlich ausgefüllt ist, muß mangels älterer Spuren offen bleiben. – Denn der nähere und weitere *periglaziale Raum* überliefert darüber hinaus in zum Teil beachtlichen Resten noch ältere, offensichtlich unter vergleichbaren

Bedingungen angelegte Akkumulations- und Erosionsfolgen. Es sind hohe, treppenartig emporsteigende Terrassenschottervorkommen entlang dem gegenwärtigen Stromverlauf der Donau, aber auch an der Mur. Von der Donau weg leiten äquivalente Relikte an Tributärgerinnen (Salzach, Traun, Traisen) in die Alpen, wo jedoch entsprechende Sedimente und morphologische Hinweise längst den jüngeren Extremvereisungen zum Opfer gefallen sind. Die Geschehnisse am Ende des Tertiärs führen demnach fließend und ohne erkennbare Marken in jene des Quartärs über.

Auch die in letzten Jahren für diese Aufgabe der Abgrenzung mitherangezogene Methode des Paläomagnetismus ist in Österreich bei Überschätzung ihres tatsächlichen Aussagewertes bisher ohne Erfolg geblieben. So erbrachten etwa die Untersuchungen an eindeutig terrassenmorphologisch fixierten Deckschichten analogen Aufbaues des Älteren Deckenschotters bei Wels und Linz widersprechende Resultate. In Stranzendorf wurden sogar am gleichen Profilschnitt bei zwei aufeinanderfolgenden Beprobungen verschiedene Ergebnisse erzielt. Das unterstreicht zur Genüge die häufig im internationalen Schrifttum wiederkehrende Empfehlung, Umpolungssequenzen nur in Verbindung mit biostratigraphisch klar belegbarem Material zu ermitteln. Es kann deshalb den jüngsten Rückschlüssen auf Zahl und Art der klimatischen Schwankungen im Pleistozän und der Fassung der Tertiär-Quartär-Grenze in Österreich, die sich allein auf derartige paläomagnetische Messungen an den Paläoböden der Kremser Schießstätte in geomorphologisch nicht näher definierbarer Position gründen, aus geologischer Sicht vorläufig nicht nachgekommen werden.

Trotzdem scheint sich gerade jetzt im ostalpinen Raum eine entscheidende Wende in der Quartärforschung anzubahnen. Der tradierte Ereignisablauf der letzten „Eiszeit" wird seit einiger Zeit mit einer stetig steigenden Zahl neuer Ergebnisse konfrontiert, die in ihrer wachsenden Geschlossenheit zu einem Überdenken der Sachlage anregen sollten und in naher Zukunft höchstwahrscheinlich eine durchgreifende Revision des bisher Geübten erfordern werden. Die somit vermehrten Einsichten und gewonnenen Lösungsmöglichkeiten hemmender Probleme gestatten einflußnehmende Betrachtungen über die klimatischen Voraussetzungen und den zeitlichen Umfang der älteren Großvereisungen im Pleistozän und über vielleicht ähnliche phasenhaft extreme Umweltbedingungen im Oberpliozän der Alpen. Sie können verständlicherweise im Rahmen dieses Beitrages nur stichwortartig und apodiktisch aufgezeigt werden. Im einzelnen sollen geplante Arbeiten des Verfassers mehr zur Beweisführung beibringen.

Aus Tiefseebohrungen bezogene Daten lassen das Ende des Riß-Würm-Interglazials etwa zwischen 85.000 bis 70.000 Jahren v. h. veranschlagen. Schon die weitgefaßte Zeitspanne macht ersichtlich, daß der Übergang von der Wärmeperiode in die anschließende Kältephase kein plötzlicher war. Breitenmäßige Verzögerungen und ein klimatisches Auf und Ab unterschiedlichster Amplitude mit langzeitlicher Tendenz zur Temperaturminderung hin lassen nur derartig verschwommene Grenzziehungen zu. Neben der Unsicherheit dieser Datierung herrschten im alpinen Raum bis vor kurzem aber auch recht unklare Vorstellungen über den Verlauf der Würm-Kaltzeit sowie die Dauer und zeitlich genau umrahmte Bedeutung ihrer Extremvereisung. Gewisse Anhaltspunkte für eine Unterbrechung durch eine Wärmeschwankung, ein Interstadial, innerhalb der Würm-Zeit waren gegeben. In den letzten Jahren ist deren Existenz in wachsendem Maße durch Fossilfunde und Radiokarbondatierungen aus dem Gebiet der Ostalpen, vom Tiroler Inntal ausgehend und nun schon fast alle großen Talschaften umfassend, bestätigt und gefestigt worden. Die Haupt- und tieferen Nebentäler waren erwiesenermaßen zwischen 39.000 und 25.000 Jahren v. h. eisfrei und nicht nur von bescheidenem Pflanzen- und Tierleben erfüllt. Das Vorkommen wahrscheinlich geschlossener Nadelwälder und das Auftreten von Großsäugern im Alpeninneren sind belegt (Höhlenbär, Elch etc. im Inntal). Die klimatisch günstigen Umweltfaktoren werden weiters durch gleichzeitige Höhlensinterbildungen erhärtet. Das wahre Ausmaß der innerwürmzeitlichen Klimaverbesserung wird aber erst bei geologisch richtiger Einschätzung der Paudorfer Verlehmungszone augenfällig. Von dort führt nämlich der malakologische Befund Schneckenpopulationen an, wie sie bislang in ihrer Zusammensetzung kennzeichnend für ein Interglazial betrachtet worden sind. Der daraus gezogene Schluß, der Paudorfer Leimen müßte deshalb älter sein und mindestens in das Riß-Würm-Interglazial gehören, widerspricht den regionalgeologischen Gegebenheiten, denen zufolge auch weiterhin nur eine würminterstadiale Position möglich ist. Altersangaben von 43.000 bis 30.000 Jahren v. h. passen sehr gut in diese Einstufung. Die Temperaturmittel der Wärmephase im Würm waren demnach vermutlich höher als die gegenwärtigen, was der rubefizierte Lößverwitterungsboden von Paudorf und seine Schneckenfauna nahelegen. Auch der Umfang der Klimaschwankung war ein wesentlich größerer als vormals angenommen.

Damit eröffnen sich diesem „Interstadial" ganz neue Dimensionen spezieller und allgemeiner Bedeutung. Es ließen sich namentlich erwägenswerte Beziehungen zu jenen während einer Warmzeit deponierten Sedimenten von Mondsee mit ihren reichen Pflanzenfunden knüpfen, deren Hinordnung in das Riß-Würm-Interglazial keineswegs gesichert und problemlos ist. Aus solcher Perspektive würden sich sogleich störende Widersprüche lösen: wie etwa maximale Eisexpansion im Riß und trotzdem gleichzeitig näher als im Würm verbliebene Refugien der Pflanzenwelt, oder das klimatologisch allseits anerkannte trocken-kalte Regime des Riß-Hochglazials und trotzdem gleichzeitig dafür geforderte größere Ozeanität, etc. Die ungefähre Datierung mit älter als 35.000 Radiokarbonjahren (jenseits der Leistung des dafür benützten Instrumentes) würde überdies das an der Paudorfer Bodenbildung erkennbare Klimabild unterstützen.

Es zeichnet sich immer offenkundiger eine zirka ab 50.000 Jahre v. h. erstmals greifbare und bis etwa 25.000 Jahre v. h. währende Unterbrechung der Würm-Kaltzeit ab. Die vorangegangene Klimaverschlechterung ist kaum aufspürbar, sie mochte deshalb wohl auch im allgemeinen weniger einschneidend gewesen und ohne Extremvereisung verlaufen sein. Dagegen weiß man seit einigen Jahren recht genau, daß sich das sogenannte Würm-Hochglazial auf die unvorstellbar kurze Zeitspanne von ca. 25.000 bis 17.000 Jahre v. h. beschränkte. In vormals ungeahnter Schnelligkeit hatten sich die im „Interstadial" vermutlich nahezu völlig verschwundenen Gletscher regeneriert und vergrößert, waren in die Haupttäler vorgestoßen, hatten sich über Pässe und niedrigere Bergkämme hinweg zum Eisstromnetz vereinigt und drängten darauf mit gewaltigen Gletscherzungen ins Vorland hinaus. Ebenso rasch zog sich das Eis nach einem etwa um 20.000 Jahre v. h. feststellbaren Höhepunkt von den Jungmoränenwällen in der Ebene wieder zurück in die Seitentäler der Alpen, nach 17.000 Jahren v. h. während des beginnenden Eiszerfalles sind bereits inneralpine Beckenlagen eisfrei, um 13.000 Jahre v. h. ist die Rückkehr des Waldes in das Inntal dokumentiert und vor 9000 Jahren war das Eis längst aus den Hochtälern gewichen. Die klimagenetische Einmaligkeit des Vordringens der Würmgletscher mit kurzdauerndem Maximal- und länger anhaltendem Hochstand während der Phase extremer Vereisung ist für die Entstehung der Flurenfolge der Heutigen Talböden im ferneren Periglazialgebiet von ausschlaggebender Wichtigkeit.

Die Würm-(Eis- oder) Kaltzeit klassischen Verständnisses wird sich also im weiteren Verlauf der Ermittlungen im Alpenraum als überwiegend *warmzeitlich* geprägt erweisen. Das hat jedoch – geologisch heute noch faßbar – bestenfalls im Periglazialbereich als dünne Bodenbildungen Ausdruck gefunden. Ansonsten verbirgt sich jene lange Zeit ohne nennenswerte Ablagerungen (einschließlich der Klimaverschlechterung zu Beginn des „Würms") hinter nicht näher definierbarer Schichtlücke. Demgegenüber ist die zeitlich wesentlich geringer bemessene Dauer der extremen Eisexpansion des Pleniglazials ganz am Ende der Würm-Periode durch eindrucksvolle Erosionsvorgänge im Gebirge und bedeutende Akkumulationsbeträge im periglazialen Vorland unverhältnismäßig reich dokumentiert. Nach solch wesentlich gewandelten Voraussetzungen scheinen deshalb künftig kritische Überlegungen an bis jetzt kaum angefochtenen und meist immer noch als unumschränkt gültig erachteten Gliederungsprinzipien zunächst einmal für die Würm-Zeit angebracht, später dann aber auch per analogiam für die älteren Abschnitte des Pleistozäns und für das Oberpliozän im näheren und ferneren Alpenbereich unumgänglich. Man wird den vermeintlich sicheren Boden traditioneller Ansichten verlassen und wieder alle Ungewißheit neuer Grundlagensuche auf sich nehmen müssen, um dem frischen Erkenntnisstrom mariner und terrestrischer Quartärforschung in entsprechend einheitlichen Vorstellungsbildern gerecht werden zu können.

Fundamentale Veränderungen der Ausgangssituation müssen die Folge sein: Unter Berücksichtigung der wichtigen Resultate an der Paudorfer Verlehmungszone, deren innerwürmzeitliche Einstufung geologischer Kartierungserfahrung wegen unerschüttert ist, wird es in Hinkunft nicht mehr möglich sein, die gegenwärtigen Klimaverhältnisse des weiteren Alpenraumes als für ein Interglazial charakterisierend zu betrachten. Dafür ist die heutige postglaziale Phase zu kurz und bei Bedachtnahme der Bodenbildungen seither noch viel zu wenig verwitterungsintensiv. – Daraus ergibt sich die Notwendigkeit einer Neudefinition des Begriffes „Interglazial". Wie die oben skizzierten jüngsten Erfahrungen lehren, wird dem die Tatsache, daß darunter zumeist Schichtlücken mit großem Zeitinhalt zu verstehen sind, gewisse Schwierigkeiten entgegenstellen. Weiters wird zu prüfen sein, ob der Terminus „Interstadial" (in bisheriger Fassung) noch haltbar ist. – Die Einschaltung eines so langen Wärme- und Verwitterungsintervalles nach vorausgehendem, wenig augenfällig ausgebildetem und daher schlecht eruierbarem Klimarückgang und vor dazu vergleichsweise zeitlich so bedeutungsloser Großvereisung erst am Schluß der Würm-Zeit lassen es kaum sinnvoll sein, weiterhin von *der* Würm-Kalt- oder sogar

-Eiszeit (s. l.) zu sprechen. Eine Erneuerung der Nomenklatur sollte Klarheit schaffen. – Gleiche Phänomene eröffnen bei aller gebotenen Vorsicht die Gelegenheit, Art und Weisen des Verlaufes der „Würm-Zeit" (= s. s. = während der Eisausdehnung) auch auf die Entstehungsmechanismen der älteren bekannten „Eiszeiten" zu übertragen. Zu bedenken ist indes auch dabei, daß die z. T. mächtigen Sedimente der jeweiligen Eisvorstoß-, -halte- und -abschmelzphasen nur den kleineren Teil des Zeitraumes selbst von ehemals repräsentieren und als Produkte außerordentlich extremer Klimabedingungen gelten müssen. – Die glazifluviatilen Terrassensysteme alpiner Flüsse (von der Niederterrasse bis zum Älteren Deckenschotter) finden ihre Fortsetzung in den tieferen Akkumulationssequenzen der Donau. Die weitverbreiteten höheren und älteren Schotterfluren am Strom konnten an der Traisen erfolgreich in deren überlieferte, alte, in die Alpen weisende Aufschüttungsfelder eingebunden werden. Eine analoge Ablagerungs- und Eintiefungsrhythmik über die nicht faßbare Pliozän-Pleistozän-Grenze hinaus legt wesensgleiche, zyklische, vielleicht nicht ganz so extreme klimatische Voraussetzungen der Genese nahe. Die gestaffelten Reste einstiger Terrassenschotterkörper vermitteln wenigstens Anhaltspunkte über die tatsächlich mögliche Zahl negativer Extremklimaschwankungen in der Zeit vom Ältestpleistozän bis Oberpliozän in der Umgebung der Alpen. Diese Landmarken können und müssen bei dem offenkundig primären und sekundären Mangel paläontologisch geeigneter Leitfossilien (wenig Funde – geringe stratigraphische Aussagekraft) bei der Neugestaltung des Nomenklaturschemas helfen. – Weiträumige Gegenüberstellungen des Ereignisablaufes werden neben der stärkeren Betonung breitenmäßiger und damit klimabedingter Unterschiede künftig mehr Beachtung der Verschiedenwertigkeit der Vereisungstypen schenken müssen. Ohne Zweifel war solcherart das alpine Eisstromnetz selbst zu Zeiten größter Expansion insgesamt merklich weniger mächtig und flächenhaft kleiner als der im einzelnen zwar auch aus individuellen Eisströmen zusammengesetzte, ungeheure Eisschild der Nordischen Vereisung. Die Vergletscherungen in den Alpen mögen deshalb ein wesentlich labileres Verhältnis zu Klimaschwankungen bezogen und auf Veränderungen eben zusätzlich ihrer südlicheren Lage wegen empfindsamer reagiert haben. Es wäre aus diesem Grunde falsch, der alpinen Situation gemäß in Bezug auf altersmäßig trennbare Endmoränenwälle und glazifluviatil geschüttete Terrassen *vier* oder bezüglich der Zahl darüber hinausreichender klimatogener Terrassen an der Donau etwa *noch mehr* „Eiszeiten" *weltweit* zu postulieren. Die sich auf die Gegebenheiten am Südrand des Nordischen Eises Eurasiens und Nordamerikas stützende Annahme, es hätten *global nur drei* Großvereisungen stattgehabt, würde indessen ein ähnlich verzerrtes Bild zeichnen. In Zukunft wird demgegenüber wohl die Anschauung vertretbar sein, daß drei sicher belegbare extreme Eisausdehnungsphasen in der zweiten Hälfte des Pleistozäns in allen Vereisungsgebieten der Erde über jeweils relativ knapp bemessene Zeitausschnitte maximale Flächen bedeckt hatten, getrennt von ungleich längeren und wärmeren Zeitspannen (inklusive der Interglazialperioden früherer Gliederungen) ohne nennenswerte geologische Überlieferung. Das schließt jedoch *nicht* a priori die Existenz davor aufscheinender, begrenzterer Vergletscherungen im Gefolge unregelmäßig zyklisch wiederkehrender, kurzfristiger Klimaminima sowohl im alpinen Raum wie in den nordischen Regionen aus. Während nämlich am Alpensaum Hinweise auf ältere Vereisungen im Ältestpleistozän und Oberpliozän die nachfolgenden Erosionswellen überdauert haben, sind derartige Spuren im Norden durch die späteren abtragenden Einwirkungen völlig verschwunden oder durch Überformung unkenntlich gemacht. Eine zusammenfassende geschichtliche Abwicklung des Geschehens in weltweitem Rahmen wird unbedingt auf geologisch abgesicherte absolute Altersangaben zurückgreifen müssen, damit überregionale Korrelationen nicht im Dickicht komplizierter Abhängigkeiten ausgeprägter Klimadifferenzierungen untergehen.

Das gedrängt und ohne weitere Beweisführung hier dargelegte Gedankengut des Verfassers mag gegenwärtig noch den allgemein gängigen Lehrmeinungen widersprechen. Man hat jedoch zu berücksichtigen, daß beispielsweise vor kurzem noch – gerade vom Wiener Raum her betrachtet – eine Unterteilung der Würm-Zeit herkömmlichen Begriffes in den Ostalpen unmöglich erschien, heute aber eine Tatsache ist. Mit Überraschung muß zur Kenntnis genommen werden, daß das „Würm-Hochglazial" kaum 10.000 Jahre umfaßte, wobei die Zeiten des Auf- und Abbaues des enormen Eisstromnetzes schon miteingeschlossen sind! Dagegen hatte das vorausgehende „Interstadial" eine mehr als doppelt so lange Dauer und erreichte ein Klimaoptimum, das die heutigen Werte merklich überbot. Künftig wird den Wärmephasen s. l. (den ehemaligen Interglazial- und Interstadialzeiten) erhöhte Beachtung gezollt werden müssen, repräsentieren sie doch die weitaus bedeutsameren Zeitabschnitte. Dem sehr hinderlich sind allerdings der Mangel bzw. das Fehlen geologischer Manifestationen. Man ersieht daraus recht klar, daß im

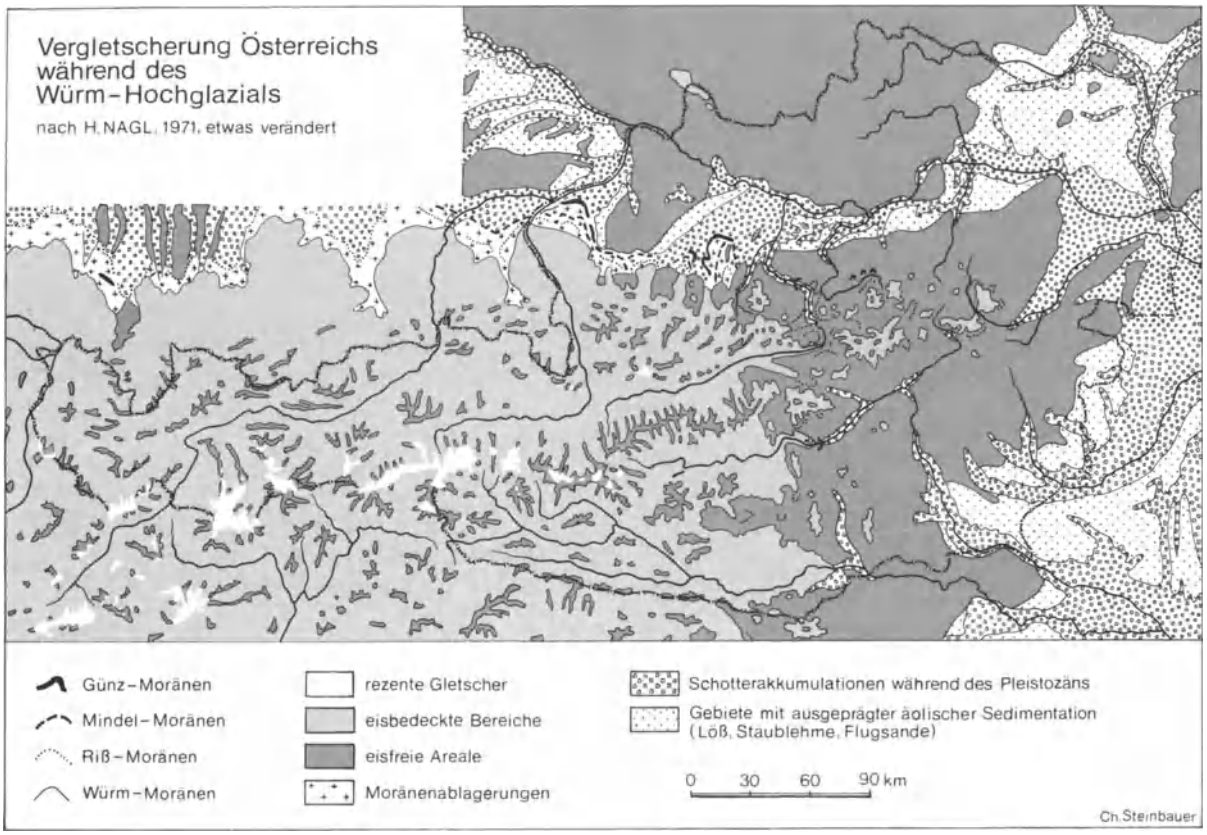


Abb. 136. Die Verteilung vergletscherten und unvergletscherten Areals in den Ostalpen während der „würmzeitlichen" Extremvereisung (ca. 20.000 J. v. h.) sowie Abgrenzung der auch älteren Moränen- und Terrassenlandschaften

weiteren Ostalpenraum die Akkumulationen der verschiedenen Schotterfluren im periglazialen Bereich klimatogenen Ursprunges waren, nämlich gleichzeitig mit der Reifung und Ausbreitung des Eisstromnetzes herliefen. Fast aller Schutt (verbliebene Reste von vormals und neu hinzukommender Abtrag) wurde während der kurzen extremen Kältewellen aus dem Gebirge verbracht. Im Verlaufe der anschließenden allmählichen Erwärmungen begannen die zuvor als Eis gebundenen, nun frei werdenden Wassermassen, durch reichlichere Niederschläge eines humideren Klimas verstärkt, die Geröllkörper umzulagern. Randliche, mehr oder minder breite Leisten blieben davon verschont und bildeten später nach erfolgter Unterschneidung Terrassenvorkommen. Über die restlichen ihnen noch zugänglichen Talquerschnitte hinweg transportierten die Gerinne in grandios urzeitlich verwilderten Flußlandschaften das Schottermaterial ab. Klimarückschläge verursachten in den gletscherfernen Bereichen des Donauraumes keine neuerlichen Aufschotterungen, sondern unterbrachen bloß die in Gang befindlichen, weiträumigen Umlagerungen der während der Eisexpansionen abgesetzten Schotter und die damit gemeinsam voranschreitenden Tieferlegungen der Flußbetten. Eine solche Abwicklung des Geschehens in den etwa ersten Hälften von Warmzeiten läßt sich an Hand der geologischen Interpretation der Genese der Staffelfolgen der Jüngeren Anteile der Heutigen Talböden (= der „Prater-Terrasse") an der Donau durchführen. – Höhepunkt warmzeitlicher Geschichte war wohl die vollendete Ausräumung der Täler (abgesehen von jetzt zu Terrassenresten gewordenen peripheren Talböden) und Absenkung der Erosionsbasen. Schuttzu- und -abfuhr hielten sich vermutlich die Waage, weitgehend gebremst von dichter Pflanzendecke. Im feucht-warmen Klima erreichte die Bodenverwitterung größte Intensität. – Verstärkte Debrislieferungen bei gleichzeitig abnehmenden Niederschlagsmengen und damit gekoppelten Vegetationsauflockerungen kündigten das Abklingen der Wärmeperioden an. Es kam u. a. zu gewaltigen Schuttretentionen im Gebirge, wovon heute als Beispiel des letzten Klimazyklus das Tiroler Mittelgebirge Zeugnis gibt.

Meist fielen diese mächtigen Ablagerungen früherer Warmphasenausklänge aber späteren Vereisungen wieder zum Opfer.

Das entworfene Bild spätpliozäner bis holozäner Geschichte ist vorläufig ausschließlich auf die Bedürfnisse der Ostalpen zugeschnitten und bedarf in vielem noch eines Beweises. Hinfort wird man sich aber mit der schon keimenden Erkenntnis abfinden müssen, bisher die Phasen extremer Eisausdehnung in ihrer zeitlichen Dauer und Bedeutung so sehr überschätzt zu haben, daß damit dem gesamten Pleistozän der falsche Nimbus eines „Eiszeitalters" erwachsen konnte. Die eindrucksvollen Spuren, die diese mehrmalig aufscheinenden, erstaunlich kurzen und außerordentlich gravierenden Klimaverschlechterungen hinterlassen haben, mögen hinreichende Begründung sein. Jetzt jedoch muß die Einsicht Platz greifen, daß der wahre Zeitinhalt des Pleistozäns in seinen *langwährenden Wärmeperioden* mit zumeist maßvollen Klimafluktuationen ohne größere Sedimentbewegungen liegt. Nur bei solch vorwiegend statischem Zustand über lange Zeit hin sind intensivere Bodenverwitterungen und -bildungen überhaupt erst denkbar.

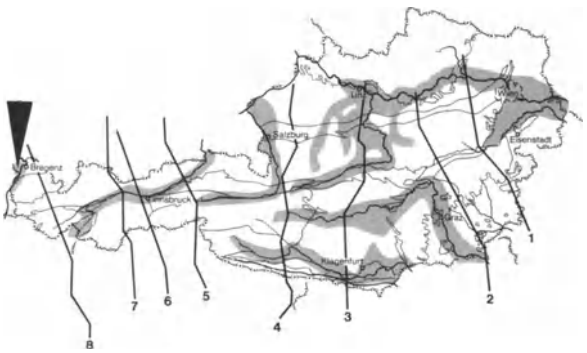
Literatur: Ebers E. 1971; Fuchs W. 1972; Rutte E. 1977.

3.13.2. Der von zeitweiligen Großvereisungen direkt betroffene Bereich Österreichs

In den Ostalpen war es zu Zeiten relativ kurzer extremer Kälteperioden wiederholt zu Vergletscherungen enormen Umfanges gekommen. Ihre Ausmaße waren indessen gegen Osten und Süden zunehmenden Veränderungen und Auflösungserscheinungen unterworfen, die wohl als Tribut geringerer Gebirgshöhen und stärkerer Einflüsse kontinental-trockener Klimate auszulegen sind: Im Westen bis zur Traun schoben die innerhalb der alpinen Talsysteme mehrmals entfalteten Eisstromnetze gegen Norden gewaltige abschmelzende Gletscherzungen in das anschließende Vorland, dabei prächtige gliederbare Moränenwälle mit daraus hervorgehenden glazifluviatil geschütteten Terrassenschotterfeldern aufbauend. – Weiter im Osten und Süden entsandten die Eisstromnetze lange Talgletscher, die aber noch im Gebirgsinneren stecken blieben (Enns, Mur, Drau). – Auf den hohen Kalkplateaubergen östlich der Enns (Hochschwab bis Schneeberg) bildeten sich isolierte Gletschervorkommen, deren Eiszungen jedoch schon zu Füßen der Bergstöcke endeten. Westwärts waren die Hochplateauvergletscherungen (z. B. des Toten Gebirges oder des Dachstein-Massives) in den Eisstromnetzen der Umgebung aufgegangen. – In den östlichen Zentralalpen und Kalkvoralpen kam es nur zu lokalen, unbedeutenden Kar- und Talgletschern.

Allen inneralpinen Gebieten gemeinsam ist die seltene Überlieferung „präwürmzeitlicher" Geschichtszeugnisse. Solche waren bei den beengten Raumverhältnissen im Gebirge meist den Erosionsleistungen nachfolgender Großvereisungen anheimgefallen. Erst außerhalb der Alpen fand sich immer mehr Platz zur Erhaltung, sodaß dort heute eine Fülle von Spuren überkommen ist, deren zeitliche Einordnung fehlender „Wurzeln" wegen Schwierigkeiten bereitet.

3.13.2.1. Der österreichische Anteil an Rheintal und Bodenseegebiet

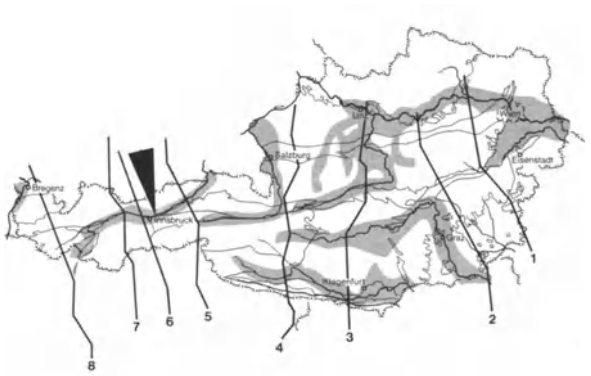


Im Illtal repräsentiert das *Bürser Konglomerat* als bis jetzt zwischeneiszeitlich interpretierter Erosionsrest eines Schotterfächers der Ur-Alvier neben Spuren analoger Bildungen in anderen Seitentälern alles, was von älterer pleistozäner Sedimentation überdauert hat. – Hinweise auf die geologische Geschichte finden sich dann erst wieder mit den Eishochstandsmarken zur Zeit der letzten Extremvereisung (des „Würm-Hochglazials"). Das Illtal war von 1000 bis 1500 m dickem Eis erfüllt, der Rheingletscher reichte bei Feldkirch 1250 m und bei Bregenz immer noch 750 m über den heutigen Talgrund hinauf. Seine Eismassen schufen nicht nur quer zum Tal, sondern auch in dessen Längsverlauf ein akzentuiertes Relief, indem Zonen weicherer Gesteine schüsselförmig ausgehobelt und Bereiche harten Gebirges ohne viel Erosion über- oder umflossen

wurden (= Inselberge). Die Felssockeloberfläche des Rheintales wurde in der randlich gelegenen Bohrung Dornbirn 1 in 336,5 m Tiefe angetroffen, sie liegt im Bodenseegebiet etwa zwischen Friedrichshafen und Romanshorn 475 m unter dem Wasserspiegel. – Mit beginnendem Eiszerfall im Spätglazial bildeten sich im Walgau an beiden Talflanken periglaziale Abflußrinnen, welche heute noch als Trockentäler bestehen. Nach dem Verschwinden des Eises breitete sich im Walgau ein See aus, der aber rasch verlandete. Ill und Nebengerinne trugen das ihre durch reiche Schuttzulieferungen dazu bei, auch die übersteilten Talhänge nach dem Ausfall des Eisdruckes, die verstärkt zu Rutschungen und Bergstürzen neigten. Aber auch der See selbst wurde angezapft durch die Anlage der Illschlucht der Felsenau, was durch den gleichzeitigen etappenhaften Rückzug des Rheingletschers und damit durch das Tieferlegen der Erosionsbasis möglich wurde. Im Rheintal folgte dem weichenden Eis ein ebenfalls fjordartiger See, der während seiner größten Entfaltung tief ins Alpeninnere reichte und vielleicht über den Walensee mit dem Zürichsee in Verbindung stand. Der riesige See wurde bald durch Schuttzungen geteilt. Der Rhein schob sein Mündungsdelta zunächst sehr rasch nordwärts (bis Vaduz). Ab Schaan-Buchs war jedoch der verbliebene Rheintalsee bereits 7 bis 10 km breit und konnte nicht mehr völlig von Rheinschottern zugeschüttet werden. Dieser „Urbodensee" hinterließ in den tieferen und randlichen Abschnitten Ton- und Schluffsedimente, die sich peripher mit Schwemmkegeln von Nebengerinnen und zentral mit Geschieben des Rheins verzahnen. In Restseearealen kam es zu bedeutenden Niedermoorbildungen. Nach der endgültigen Verlandung des Rheintales erhöhte sich die Flußsohle durch fortgesetzte Auflandung, die aber von Süden nach Norden abnahm. Hauptschotterlieferant im Unterlauf des Alpenrheins war die Ill (!), doch konnten erst um 1830 nach Flußregulierungen an der damaligen Rheinmündung in den Bodensee erste Kieszubringungen beobachtet werden. – Die Wiederkehr des Waldes nach der letzten außerordentlichen Eisexpansion ist schon für die Zeit um 9900 Jahren v. h. durch Baumstammfunde in den Ill-Alluvionen bei Rodund und Brederis belegt. – Für die Entstehung des Bodenseebeckens war bisher allgemein eine tektonische Anlage an herzynisch streichenden, im Pleistozän wirksamen Brüchen bevorzugt worden. In letzter Zeit interpretiert man seine Bildung als von Bruchbewegungen unabhängiges, fluviglazial geformtes und übertieftes Zungenbecken, wobei die gegen Westen augenfällige Asymmetrie der Umlenkung des Alpenrheins (von vorher gegen Norden zur Donau nun zum Hochrhein) zugeschrieben wird. Für den Mittelabschnitt des Bodensees wird aber neuestens auch ein Meteorimpakt während der Ablagerung der Oberen Süßwassermolasse als morphologisch bedeutsam angeführt.

Literatur: MIGNON K. 1971; OBERHAUSER R. 1973 a; SCHREINER A. 1975.

3.13.2.2. Das Tiroler Inntal

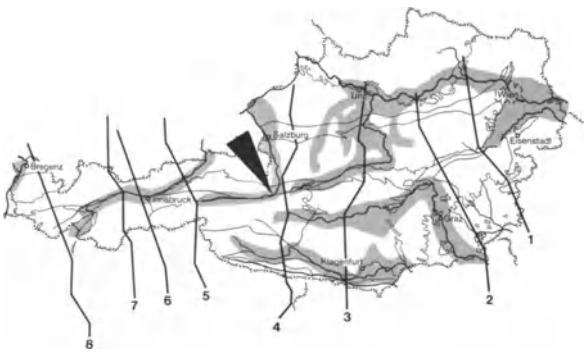


Die für inneralpine Verhältnisse bemerkenswert vielfältige Hinterlassenschaft an Terrassen und Moränen im Haupttal und in den Nebentälern hatte schon immer das besondere Interesse der Quartärforscher geweckt. Die als Erosionsrest ehemals weit verbreiteten „interglazialen" Gehängeschuttes betrachtete *Höttinger Brekzie* mit ihrer berühmten warmzeitlichen Flora soll auf einer der „Mindel"-Eisexpansion zugeschriebenen Grundmoräne ruhen (im „Geologenstollen"), weshalb man sie meist in das „Große Interglazial" (= „Mindel/Riß") einstuft. Altersgleich hält man das ebenfalls von einer Grundmoräne unterlagerte *Ampasser Konglomerat* (genetisch als fluviatile Talverschüttung gedeutet). Brekzie und Konglomerat werden von jüngerer (?„Riß"-)Grundmoräne bedeckt, darauf die sogenannten Terrassensedimente des Tiroler Mittelgebirges folgen. Diese mächtigen limnofluviatilen Ablagerungen dringen häufig in Seitentäler ein, versperrten dagegen das einst dem Inntal verbundene Achental. Ab Landeck über Innsbruck bis Kufstein ist ihr Vorkommen noch ziemlich geschlossen (z. B. Gnadenwald-Terrasse etc.). Schuttströme aus den Seitentälern hatten verschiedenenorts das Haupttal verbaut und zur Bildung flacher Stauseen geführt, wobei sich Lokal- und Fernschutt mit Seetonen verzahnten. Die Schichtfolge schließen allgemein gröbere Flußschotter ab. In den *Bändertonen von Baumkirchen* sind Mikro- und Megafossilien gefunden worden (Pollen, verschiedene Baumhölzer, Fische und Säugerreste), die gemeinsam mit

13 Radiokohlenstoffdatierungen aus 655 bis 681 m Seehöhe erstmals für die Ostalpen unmißverständlich das Inntal zwischen 32.000 und 25.500 Jahren v. h. als eisfrei erwiesen und damit zur Kenntnis und Bestätigung der seither auch aus anderen Talschaften gemeldeten „innerwürmzeitlichen" Warmzeit entscheidend beigetragen haben. Die *Ampasser Schieferkohlen* könnten dem in Baumkirchen nicht aufgeschlossenen älteren und wärmeren Abschnitt des vierten Jahrzehntausends v. h. entsprechen (vgl. die Kohlen von Schladming im Ennstal!). Gleichalte Bärenknochen sind aus der Pendlinghöhle unweit von Kufstein bekannt geworden. Erst nach 25.000 Jahren v. h. kam es zur letzten Großvereisung (der des „Würm-Hochglazials"), deren Grundmoräne die Terrassensedimente überlagert und deren Vereisungshöhe im Inntal durch Erratikafunde bis in 2400 m Seehöhe gereicht hatte. Eine um 13.000 Jahre v. h. belegte beginnende Wiederbesiedlung des Inntales zeigt auf, daß der Aufbau des Eisvorstoßes mit Endmoränenkranz des Hochstandes um Rosenheim im Vorland und sein darauffolgender Abbau nicht einmal 10.000 Jahre insgesamt gedauert haben mögen. Der um 17.000 Jahre v. h. einsetzende Gletscherrückzug vorerst bis Imst schuf u. a. die heutige Form der Inntalterrassen. Der eigentliche Felssockel des Inntales ist wechselnd tief verschüttet und reliefiert. Zwischen 16.000 und 15.000 Jahren v. h. drang der noch aktive Inntaleisstrom neuerlich vor und erreichte die Höhe von Kirchbichl – Kufstein (= *Bühl-Stadium*). Kurz darauf zerfiel das Eisstromnetz endgültig, die Gletscherzungen verschwanden für immer aus dem Haupttal und verkleinerten sich von da ab zu selbständigen Lokalgletschern. Um 14.000 Jahre v. h. läßt sich wieder ein Eisvorstoß teilweise noch über inaktives Toteis des ehemaligen Eisstromnetzes hinweg nach einer Schneegrenzenabsenkung um 600–700 m feststellen (= *Steinach-Stadium*). Die Grundmoräne im Ötztal, dessen Gletscher allein noch das Inntal erreichte, bis nach Silz einbog und den Inn aufstaute, begrub einen zuvor gebildeten Frostgley = *Boden von Haiming*. Etwa um 13.000 Jahre v. h. kam es während des *Gschnitz*-Eisvordringens zu abermaligen Moränenbauten in den äußeren Seitentälern. Der Ötztalgletscher konnte gerade noch einmal das Inntal blockieren (Stausee). Ehemalige Toteiskörper waren längst verschwunden, die Schneegrenze war um 600 m abgesunken. Unter Gschnitz-Moräne fand man im Ötztal einen verschütteten Waldboden (!) = *Boden von Roppen*. Die Vorstoßstadien von *Daun* (ca. 12.000 Jahre v. h.) und *Egesen* (um 10.500 Jahre v. h.) blieben schon in den inneren Seitentälern stecken (Schneegrenzenabsenkung um 300–400 m). Mit dem nun anhebenden Postglazial beschränkten sich seither die Gletscherexpansionen auf neuzeitliche Größenordnungen. Ab 9500 Jahren v. h. erreichten die klimatischen Bedingungen bereits gegenwärtige Werte mit geringfügigen Schwankungen. Im Kaunertal konnte ein Holzfund innerhalb der Daun-Moränen mit 9600 Jahren v. h. datiert, bei Obergurgl pollenanalytisch um 9200 Jahre v. h. geschlossener Zirbenwald nachgewiesen und in Seitengräben des Zillertales in 1100 m Seehöhe aus 48 m Alluvialschuttiefe 8700 Jahre alte Erlen geborgen werden. – Zur Erklärung des spätglazialen Bimssteinvorkommens von Köfels im Ötztal werden nach wie vor unentschieden die Deutungen als Meteoraufschlags- bzw. Bergsturzreibungsprodukt bemüht.

Literatur: FLIRI F. 1975; FLIRI F. et al. 1970; HEISSEL W. 1954; HEUBERGER H. 1966, 1968; MIGNON K. 1971; PATZELT G. 1973, 1975 b.

3.13.2.3. Das Salzachtal

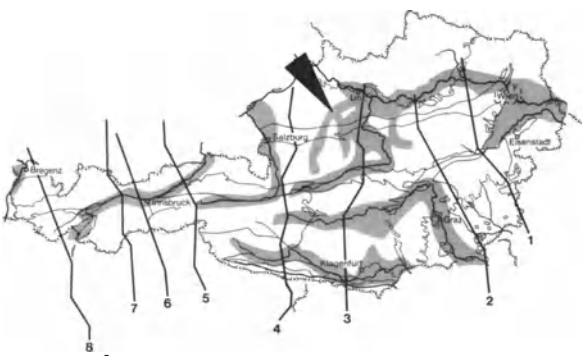


Die sich, vom Westen gesehen, allmählich ändernde klimatische und morphologische Grundsituation gegen Osten erlaubte es während der „Würm"-Großvereisung nur mehr dem Salzach-Eisstrom, mit gewaltigem Vorlandgletscher aus dem Alpeninneren hervorzutreten und seine gestaffelten Endmoränenwälle, als innerer Kranz eng den älteren angegliedert, im Vorland aufzubauen. Die östliche Hälfte des breiten Stammbeckens und sechs der acht Zweigbecken liegen auf österreichischem Gebiet. Im Norden vermochten es die großen Schmelzwassermengen der jeweiligen extremen Eisexpansionsphasen, das tertiäre Hügelland zu durchbrechen und ihre großflächigen getreppten Terrassenfelder an den Unterläufen von Salzach und Inn aufzuschottern. – „Wurzellose", d. h. nicht mehr mit glazigenen Sedimenten korrelierbare Ablagerungen wohl vergleichbar klimatogenen Ursprunges liegen mit den hochgelegenen *Eichwaldschottern* vor. Darunter ist dann die volle klassische Moränen- und Terrassenabfolge entwickelt. Der *Ältere Decken-*

schotter als Produkt einer ersten gesicherten Großvereisung (des „Günz") hat seine dazugehörende, erst spät erkannte Endmoräne im Siedelberg. Der äußerste, noch vollständige Moränenkranz ist jener des „Mindel"-Gletschers, daran sich nordwärts der fluviglaziale *Jüngere Deckenschotter* anschließt. Zungennahe Staffelungen verschwinden flußabwärts bald und sind nur als Ausdruck geringer temporärer Schwankungen des distalen Gletscherzungenbereiches im Verlaufe der Maximal- und Hochstandsstadien zu werten. Ein See erfüllte im „Großen Interglazial" („Mindel/Riß") das Zungenbecken und reichte tief in die Alpen. Er setzte Bändertone, Sande und Konglomerate ab, letztere bauen u. a. den Mönchs- und Rainberg in der Stadt Salzburg auf und sind in Relikten bis nahe am Paß Lueg zu beobachten. In Luftschutzbauten war befristet die Auflage des limnischen Interglazials auf „Mindel"-Grundmoräne einzusehen gewesen. Die Höhe des Seespiegels wird bei 530 m angenommen. Die „Riß"-Endmoränen umfassen einen äußeren und einen inneren Wall, daraus je eine *Hochterrassenflur* hervorgeht. Diese Terrassenzweiteilung ist flußab jedoch bald verschwunden und hatte genetisch gleiche Ursachen wie jene des Jüngeren Deckenschotters. Der anschließenden Warmzeit des „Riß/Würm-Interglazials" entsprechen wieder lakustrische Sedimente im Salzburger Becken (Spiegelhöhe ca. 490 m) und im Gebirgsinneren (jenseits des Passes Lueg, im Wagrainer Tal, im Lungau etc.). Die *Laufener Schotter* im Vorland wurden vor der letzten Großvereisung deponiert und mögen in die „innerwürmzeitliche" Warmphase (50.000 bis 25.000 Jahre v. h.) fallen. Im inneralpinen Salzachabschnitt konnte die zwischen St. Johann und Schwarzach im Pongau verbreitete *„Terrasse von Stalln"* durch Torfgerölle und Holzreste auf 35.000 bis 39.000 Jahre v. h. zurückdatiert und das damals unmittelbare Vorkommen von Nadelwäldern mit Tanne (!) nachgewiesen werden. Ähnliches Alter könnten vielleicht alte Talbodenrelikte und die mächtigen Schotter auf der Embacher Hochfläche haben. Für die Zeit der „Würm"-Eisausdehnung kann mit Hilfe des Auftretens von Erratika die Eishöhe in den innersten Tauerntälern mit 2400–2500 m, bei Krimml mit 2200 m, bei Zell/See mit 2000 m, beim Eintritt in die Kalkalpen mit 1900 m, nördlich des Hohen Göll mit 1500 m und beim Gaisberg mit 1000 m angegeben werden. Die geringe Absenkung der Eisstromoberfläche im Längstalbereich mag auf die rückstauende Wirkung des engen, die Kalkalpen querenden Durchbruches zurückzuführen sein. Der Gletscher hatte über den Paß Thurn hinweg Verbindung mit dem Großen Achengletscher. Südlich von Zell/See teilten sich die Eismassen, ein erheblicher Teil floß in einer Diffluenz nach Norden zum Saalachgletscher (der sich aber wieder im Salzburger Becken mit dem Salzachgletscher vereinigen sollte). Der Rest mit den Zuflüssen aus den östlichen Tauerntälern schob sich weiter das Salzachtal abwärts, hatte aber über die Wagrainer Höhe und das Fritztal Kontakt mit dem Ennsgletscher, der seinerseits über den Radstädter Tauern zum Murgletscher fand (= Eisstromnetz). Im Salzburger Zungenbecken gibt eine beim Kugelhof abgeteufte Bohrung, die den Felssockel bei ca. 261 m traf, gewisse Vorstellung von der ausschürfenden Kraft des Eises. Mit dem Gletscherrückzug entstanden zunächst spätglaziale Seen in den Zweigbecken (Deltaschotter, Seetone), nach weiterem Abschmelzen erfolgte Seenbildung im Stammbecken mit einer Spiegelhöhe bei ca. 465 m, die bis an die „Würm"-Endmoränen heranreichte, aber bald verlandete, was zu ausgedehnten Mooren führte (u. a. *Moor vom Walserberg* mit Sedimentabfolge vom Ende der Bölling-Schwankung bis in postglaziale Zeit). Vor dem großen endgültigen Eiszerfall kam es nochmals zu kurzem Vorstoß bis zum Steinpaß mit dazugehörenden Schotterflächen bis ins Salzburger Becken (= *Friedhofsterrasse*), das übrige Haupttal verblieb schon eisfrei. Dagegen waren die Tauerntäler noch eiserfüllt (?*Bühl*). Ab dem *Gschnitz*-Stadium ist nur mehr eine Lokalvergletscherung vorhanden, die im *Daun* und *Egesen* bloß in die oberen Talböden vorstieß. Mit dem Präboreal zogen sich die Gletscher auf neuzeitliche Ausmaße zurück. Pollenanalytisch konnte in der Venedigergruppe in 2300 m Seehöhe hochstämmiger Zirbenbewuchs in unmittelbarer Nähe neuzeitlicher Gletscher bereits für 9200 Jahre v. h. belegt werden.

Literatur: DEL-NEGRO W. 1970; PATZELT G. 1973; SLUPETZKY H. 1976.

3.13.2.4. Das Trauntal

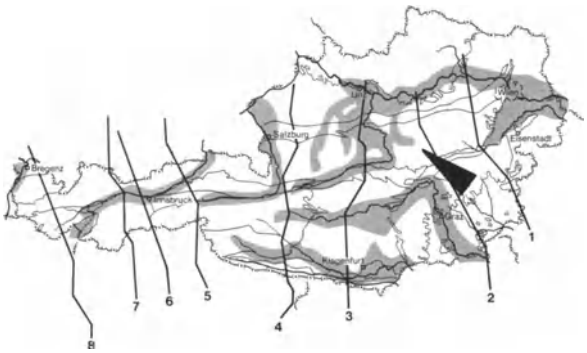


Im Vorlandabschnitt sind hochgelegene Schotterreste ohne heute noch überkommene glazigene Verbindung überliefert. Die fest zementierten

Schotter von Eden (SW Wels) weisen eine fast quer zur späteren Flußrichtung angelegte Schüttung auf und beinhalten neben Quarz, Geröllen aus Kalkalpen und Flyschbergen auch Komponenten alpinen Kristallins (?Salzachmaterial!). Dagegen liegen die *Forstholzschotter* bei St. Florian als lose Restschotter vor (?Donaumaterial!). – Während der vier bekannten Extremvereisungen verzweigten sich die das obere Trauntal herabfließenden, zeitweilig mit dem Ennsgletscher kommunizierenden Eismassen noch in den Voralpen und entsandten Eiszungen in die späteren Seengebiete von Wolfgang-, Fuschl-, Mond-, Zeller-, Atter- und Traunsee. Dabei bildeten sich im „Günz", „Mindel" und „Riß" noch allerdings stetig kleiner werdende Vorlandgletscher mit aber schon deutlich voneinander abgesetzten Endmoränenwällen. Die „Würm"-Vereisung erreichte nur mehr den morphologischen Alpenrand. Das mächtige Tertiärhügelland des Hausrucks drängte die Schmelzwässer nach Nordosten ab, wo sie vollständige Terrassenfolgen hinterließen. Insbesondere der *Ältere Dekkenschotter* ist flächenhaft weit verbreitet und baut zum Teil die sogenannte *Traun-Enns-Platte* auf. Mit höherem Alter der Flußterrassen lagern ihnen umso dickere, durch Paläoböden gliederbare Deckschichten auf. Die Staffelung proximaler Anteile von Hoch- bzw. Niederterrasse geht auch hier auf Oszillationen des Gletscherzungenbereiches während eines kurzen Maximal- und eines länger dauernden Hochstandes jeweils nur einer einzigen Großvereisungsphase zurück. – Vor der „Würm"-Vereisung kam es wahrscheinlich während der „innerwürmzeitlichen" Wärmephase von Paudorf zu beträchtlichen Talverfüllungen („Vorstoßschottern") im Ausseer Becken. Derselben Zeit (älter als 35.000 Jahre v. h.) könnte auch das ins *„Riß-Würm-Interglazial"* gestellte pflanzenführende Sediment *von Mondsee* zugehören. Der tundrenartige Beginn vor der allmählichen Erwärmung bis zum Klimaoptimum hin wäre im Periglazialraum durch den Löß zwischen den Paläoböden von Göttweig und Paudorf repräsentiert. – Im „Würm-Hochglazial" erreichte der Eisstrom im Bereich des Dachsteinplateaus 2400 m, verlor aber an den Plateaurändern rasch an Höhe, seine Oberfläche lag in den Becken von Bad Goisern, Bad Aussee und Mitterndorf zwischen 1600 und 1700 m Seehöhe, sodaß aus dem Ennstal Eis überfließen konnte. Bei Bad Ischl war die Eisoberfläche immer noch 1400 m über NN gelegen. Von da weg strömte die Hauptmasse des Eises gegen Westen bzw. Nordwesten u. a. ins Atterseegebiet, an dessen Südrand es 1000 m hoch lag. Die schwächere Eiszunge erfüllte das Trauntal bis etwa 900 m Seehöhe. – Um 18.000 Jahre v. h. zog sich das Eis bis Bad Ischl zurück. Danach lassen sich fünf in etwa mit denen des Inntales zeitlich vergleichbare Rückzugsstadien unterscheiden: *Ischler Stand* (um 17.000 Jahre v. h.): Unterbrechung des Abschmelzens und 5 bis 6 km weiter Vorstoß bei noch geschlossenem Eisstromnetz, da noch Kristallingeschiebe aus den Niederen Tauern (Ennstalgletscher) abgelagert werden (= ?Bühl). – *Jochwandstand* (ca. 16.000 Jahre v. h.): Nach vorherigem Zerfall des Eisstromnetzes überfuhr das inzwischen in Lokalgletscher aufgelöste Eis im Mitterndorfer Becken ein größeres inaktives Toteisareal und bei Bad Goisern mächtige Flußablagerungen (= ?Steinach). Beide Rückzugsstadien werden durch Liegendteile des *Moores von Röschitz* (17.000–16.000 Jahre v. h.) zeitmäßig getrennt. Nach dieser Kältewelle wurden die Becken von Gosau, Goisern, Aussee, Mitterndorf und Kainisch endgültig eisfrei. Der verlorengegangene Eisdruck gegen die Talflanken führte zu bedeutsamen Hangbewegungen. – *Goiserer Stand* (um 14.000 Jahre v. h.): Eine überlaufende Plateauvereisung mit kurzen Talgletschern hinterließ scharf hervortretende Endmoränenwälle mit anschließenden Terrassenfeldern, ab Bad Goisern war jedoch der Abfluß nach Norden schon ungestört, Toteiskörper waren längst verschwunden (= ?Gschnitz). Die Klimaverschlechterung ist auch im Moor von Röschitz durch Schluffe repräsentiert (Älteste Dryas). Die nachfolgende Erwärmung im Bölling drängte das Eis rasch zurück, niedrigere Partien der Plateaus wurden aper. Die Folge waren weitere schwere Bergsturzereignisse an instabil gewordenen Talhängen. Ab 12.500 Jahren v. h. breitete sich von Norden her der Wald im Trauntal bis zur Schwarzenseefurche aus, um 12.200 Jahre v. h. ist er bereits im Ödenseegebiet nachweisbar. – *Echernstand* (ca. 12.000 Jahre v. h.): Der Klimarückschlag der Älteren Dryas beeinflußte nur mehr die Plateaugletscher des Dachsteinmassives, sie erreichten noch die Talböden am Südrand des Hallstätter Sees. Durch Datierung des *Moores von der Gjaidalm* (11.500 Jahre v. h. = Alleröd) ist der Eisvorstoß auch zeitlich abgrenzbar (= ?Daun). – *Taubenkarstand:* Nach dem Eisfreiwerden des zentralen Dachsteinplateaus ist noch ein letztes Gletscherstadium vor jenen der Neuzeit zu unterscheiden: Hallstätter Gletscher im Taubenkar, Gosaugletscher bis an den Plateaurand (= ?Egesen, Jüngere Dryas).

Literatur: DRAXLER I. 1977; DRAXLER I. & HUSEN D. 1977; HUSEN D. 1977; KLAUS W. 1975; KOHL H. & WEINBERGER L. 1968.

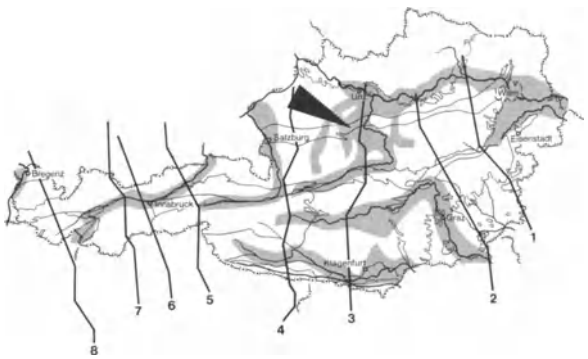
3.13.2.5. Das Alm- und Kremstal



Zur Zeit der Großvereisungen des „Günz" und des „Mindels" trat der Eisstrom noch als ansehnlicher Vorlandgletscher aus den Alpen. Während der Eishochstandsphasen bestand über das Steyr-Teichl-Eisnetz Verbindung mit dem Ennsgletscher. – Im Norden der Endmoränen breitet sich insbesondere flächenhaft dominierend der *Ältere Deckenschotter* der *Traun-Enns-Platte* aus. Sie besteht im nordöstlichen größeren Teil vornehmlich aus den zwei gewaltigen Schwemmkegeln, die einst die Gletscher des Alm/Krems- und des unteren Steyrtales mit ihrem Geschiebematerial gespeist hatten. An der Nahtstelle der beiden Schotterfächer liegt das heutige Kremstal auf hochreichender Molasseschwelle. Gegen das Ennstal grenzt die Anhöhe des Etzengarn bei Steyr die Schüttung ab. Der Untergrund der Schotterplatte ist reliefiert, wobei flache nordostgerichtete Mulden „prägünzzeitlich" angelegt worden sind, während verschieden tiefe nordsüdverlaufende Rinnen je nach ihrer Reliefenergie „prämindel-" bis „prä-würmzeitlich" entstanden sein sollen. – Im Raum zwischen den Endmoränen von „Günz" und „Mindel" findet sich im Kremstal die *Weiße Nagelfluh von Kremsmünster,* der im Almtal das *Konglomerat von Eppenstein* entspricht. Beide werden als Bildungen einer selbständigen Kaltzeit mit viel geringerer Vergletscherung im Gebirge innerhalb des „Günz-Mindel-Interglazials" verstanden, weil beide Sedimente durch warmzeitliche Verwitterungshorizonte sowohl vom „Günz" als auch vom „Mindel" gesondert würden. – Das gegen Osten augenfälliger werdende Zurückweichen der Flächen größter Eisexpansion während der einzelnen Großvereisungsphasen, bedingt durch die Zunahme des Einflusses kontinentalen Klimas und die Abnahme der Geländehöhen, macht sich hier erstmals durch das weitere Auseinanderrücken der Endmoränenwälle bemerkbar. Die Gletscherzunge des Almtales reichte im „Günz" noch bis Vorchdorf, verblieb aber im Verlaufe der übrigen Extremvereisungen schon im Gebirgsinneren im Becken von Grünau. Dagegen dehnte der Gletscher des Kremstales im „Günz" seinen Endmoränenkranz bis Sattledt aus, im „Mindel" bei von vorher nordwestgerichteter, jetzt nordgeschwenkter Stoßrichtung bis über Kremsmünster hinaus. Das „Riß"-Eis verhielt schon 3 km südlich Kremsmünster und der „Würm"-Gletscher verblieb vollends im Alpeninneren.

Literatur: FINK J. et al. 1976; KOHL H. & WEINBERGER L. 1968.

3.13.2.6. Das Steyr- und Ennstal

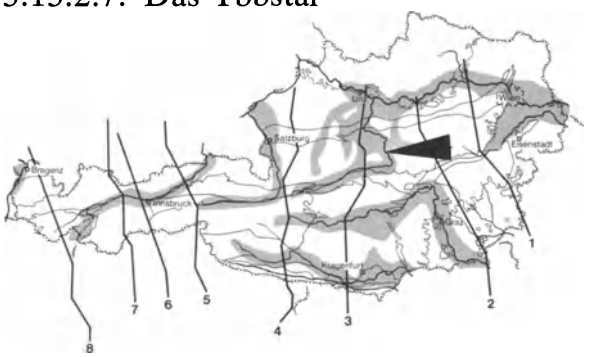


Auf dem *Etzengarn* bei Steyr sind hochgelegene Flußschotter erhalten geblieben, die als weiteres Glied der klimatogenen „prägünzzeitlichen" Akkumulation eine Verbindung des Erosionsgeschehens von Alpen und Donauraum ermöglichen. – An der Schüttung des östlichen Anteiles des *Älteren Deckenschotters* der *Traun-Enns-Platte* waren Steyr und Enns bis zur Donau als selbständige Gerinne beteiligt. Gleichzeitig entwässerte aber die Enns auch gegen Osten und baute die flächenhaft beherrschenden Älteren Deckenschotterfelder im Bereiche des heutigen Url- und unteren Ybbstales auf. Ins Gebirgsinnere hinein sind entsprechende Schotterfluren nicht weit zu verfolgen. Dazugehörende Gletscherablagerungen sind bislang unbekannt. – Ein reifer, alter „prämindelzeitlicher" Talboden mit zumeist beträchtlicher Geröllddecke ist dagegen im inneralpinen Steyr- und Ennstal (z. B. Altenmarkt – Hieflau) verbreitet. Damit in Verbindung gebracht werden isolierte Talbodenrelikte mit teilweise mächtiger Schotterkappe oberhalb des Gesäuses (Gröbminger Mitterberg, an der Lassing und Palten). Im Vorland gehen diese Schotter in den *Jüngeren Deckenschotter* über. Auch damals eilten Steyr und Enns noch großteils unabhängig voneinander der Donau zu und legten, augenfällig schachtelartig dem Älteren Deckenschotter eingelagert, ihre nun schon talgebundenen und daher schmaleren Geröllfelder ab. Der Verlauf der alten Steyr ist über Un-

terwolfern nordwärts noch schön erhalten, ein Nebenarm hatte jedoch bereits Kontakt zur Enns bei Steyr. Die Enns umfaßte weiterhin im Westen und Südosten das Strengberger Hügelland bis Ybbs. Die Äquivalente des Jüngeren Deckenschotters reichen im Alpeninneren auffallend weit hinter den vermuteten Standort längst verschwundener „Mindel"-Endmoränen (an der Enns bei Großraming, an der Steyr bei Molln) und können als dem abschmelzenden Gletscher folgende Geröllschüttungen betrachtet werden. – Im „Großen Interglazial" wurden auch in den inneralpinen Abschnitten die alten Talböden mit ihren Schottern häufig unterschnitten und zerstört, es kam zu den Epigenesen von Öblarn (Enns) und Strechau (Palten) und zur Bildung sehr mächtiger Gehängebrekzien (vgl. Höttinger Brekzie des Inntales!). Während dieser Periode ereigneten sich tektonische Verstellungen (im Ennstal in der Grenzzone Kalkalpen/Flysch, im Steyrtal Flysch/Molasse), die 15–20 m betragen. – Die Großvereisung im „Riß" schloß diese Talschaften noch einmal dem Eisstromnetz an (Salzach, Mur und Ybbs). Im Steyrtal reichte der Gletscher bis knapp nördlich der Kalkalpen-Flysch-Grenze (ein kurzfristiger Maximalstand überfuhr gegen Ende der „Riß"-Extremeisausdehnungsphase noch den Hochstand 4 km weit nordwärts bis Untergrünburg). Im Ennstal liegen entsprechende Moränenreste über dem Gesäuse und lagern 100 m oberhalb der durch Erratika feststellbaren einstigen „Würm"-Eisoberfläche (ca. 1650–1700 m). Die Endmoränen des Ennsgletschers finden sich bei Großraming (ein Seitenast war das Paltental aufwärts über den Schoberpaß in das obere Liesingtal geflossen). Dort verzahnen sie sich mit der *Hochterrasse,* die ab Trattenbach zwei Staffeln auf einem Felssockel im heutigen Flußniveau aufweist. Die Steyr war bereits zum Nebenfluß der Enns geworden, deren Verbindung ins Url- und untere Ybbstal ab nun unterbrochen bleibt. Vergleichbare Lokalterrassen weiter im Alpeninneren innerhalb der Vereisungsmarken kennzeichnen den Eisrückzug. – Im „Riß-Würm-Interglazial" kam es zu weiteren Epigenesen (Gesäuse) mit Flußlaufverlegungen und Schwemmkegelanlagen (Salza, Zauchenbach). – Die Radiokarbondatierung der *Schieferkohlen von der Ramsau* bei Schladming mit ca. 31.000 Jahren v. h. ließen die über 400 m mächtigen *Ramsauschotter* als ungefähre Altersäquivalente des Tiroler Mittelgebirges erkennen (die Pollen belegen einen etwas älteren, wärmeren Abschnitt), das Alter wird durch die Einstufung einer *Gyttja von Hohentauern* bekräftigt. – Im „Würm-Hochglazial" hatte das Einzugsgebiet der Steyr noch Anteil am über den Phyrnpaß dringenden Ennsgletscher. Sonst gab es nur Lokalgletscher. Im oberen Ennstal reichte der Ennseisstrom südlich des Dachsteins noch bis 2000 m hinauf, entließ Eis ins Mitterndorfer Becken und ins Trauneinzugsgebiet (immer noch 1400 m hoch), floß über den Pyhrnpaß ins Bekken von Windischgarsten, schob sich über die Lassingsenke ins Paltental bis Furth (ohne allerdings mehr den Schoberpaß zu überwinden), durchströmte das Admonter Becken, entsandte einen Nebengletscher in die Buchau und zwängte sich endlich in die Gesäuseenge, wo er steckenblieb (Eishöhe durch Stauung 850–900 m). Vom Gesäuseausgang weg entfaltete sich die *Niederterrasse.* – Nach dem Eisrückzug wurde das übertiefte obere Ennstal verschüttet (bis über 100 m), in den obersten 30–40 m sind drei Schluffhorizonte eingeschaltet, Seenbildungen vom Gesäuseeingang bis Liezen-Stainach dokumentierend. Im Unterlauf der Enns erfuhr die Niederterrasse durch postglaziale klimatogene Ausräumungs- und Eintiefungsprozesse der Donau als dem Vorfluter eine „Dreiteilung" bis Ternberg (= Unterschneidung durch zwei jüngere Staffeln), die mit der Folge der *Heutigen Talböden* der Donau korrespondiert. Der erosive Einfluß der Donau ist durch die Anlage einer Staffel noch bis Großraming feststellbar.

Literatur: Draxler I. & Husen D. 1978; Husen D. 1968, 1971, 1975a; Kohl H. & Weinberger L. 1968.

3.13.2.7. Das Ybbstal

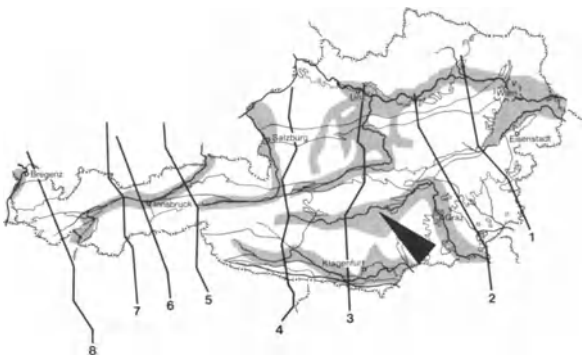


Reste von Zungenbeckenmoränen bei Gaming und Ybbsitz werden einer weitflächigen älteren Vereisung („Mindel"?) zugeschrieben. Sonstige Spuren fehlen, der heutige Unterlauf der Ybbs war damals noch Teil der Ennsentwässerung. – Die „Riß"-Großvereisung führte noch einmal zu geschlossenem Eisstromnetz (über die Salza zur Enns), weil bedeutende flache Geländeareale im Quellraum der Ybbs bei tiefliegender Schneegrenze (ca. 1050 m) zu Nährgebieten wurden. Im Verlaufe eines Maximalstandes reichte die Gletscherzunge bis St. Georgen/Reith (= „Haupt-Riß"), während der Hochstand ge-

rade eben zum Zusammenfluß von Ybbs- und Göstlinggletscher langte (= „Jung-Riß"). Relikte von *Hochterrassenschottern* der Ybbs auf dem Saurüssel markieren einen teilweisen kurzfristigen Abfluß zur Enns. Gleichzeitig konnte sich jetzt die Ybbs im Bereiche ihres gegenwärtigen Unterlaufes erstmals verselbständigen. Die Tiefenerosion hatte der Enns den Zutritt zu dem Talverlauf für immer unmöglich gemacht. Die Ybbs durchbrach die Älteren Deckenschotter der Enns mit dem „nachrißzeitlich" aufgegebenen Neuhofener Arm und dem jetzt noch benutzten Abschnitt südlich Ulmerfeld an zwei Stellen, die *Wolfsöder Platte* umschließend. – Im „Würm-Hochglazial" bildeten sich nur mehr fünf isolierte Lokalgletscherbereiche, davon kurze Zungen von den Hochflächen bis auf 600 m Seehöhe herabstiegen. – Die *Niederterrasse* erfuhr während des (Spät- und) Postglazials im Unterlauf eine dem Ennstal vergleichbare, sich auf die Erosionsleistungen der Donau einspielende Unterschneidung durch Staffelbildungen der *Jüngeren Anteile der Heutigen Talböden.*

Literatur: FINK J. et al. 1976; NAGL H. 1972.

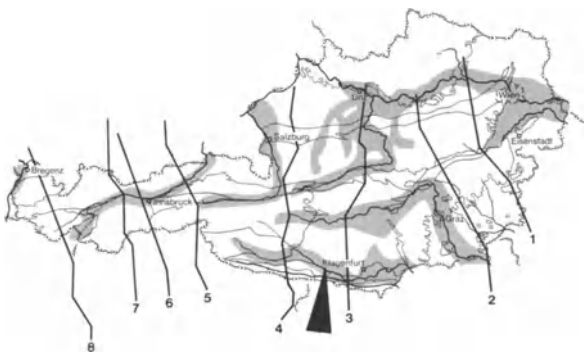
3.13.2.8. Der im Gebirgsinneren verlaufende Abschnitt des Murtales



„Präwürmzeitliche" Ablagerungen sind nur außerhalb des Bereiches der „Würm"-Vergletscherung in bescheidenen Resten erhalten geblieben. „Riß"-Moränen kennt man von Maria Buch östlich Judenburg und von Hirt im Metnitztal. – In den Karsthöhlen des Grazer Berglandes sind mehrfache knochen- und artefakteführende Horizonte in Höhlensedimenten bekannt. An Knochen der *Bärenhöhle von Mixnitz* konnte mit dem Datum von 80.000 Jahren v. h. das „Riß-Würm-Interglazial" auch absolut nachgewiesen werden. Ebenso sprechen häufige Fossilfunde ökologisch für die Existenz der „innerwürmzeitlichen" Phase größerer Erwärmung. – Im „Würm-Hochglazial" erfüllte das Eis geschlossen das Murtal bis Murau und auch die im Norden dazu parallel verlaufende Talkette. Es hatte über den Radstädter Tauern Verbindung zum Ennsgletscher, über Katschberg und Perchauer Sattel zum Draugletscher und ergriff vom westoststreichenden Talstück der Metnitz Besitz. Von Murau ostwärts löste sich die Eismasse in mehrere Eisströme auf. Die Haupttalgletscherzunge im Murtal endete bereits bei Judenburg. Dabei sind zwei Stadien des Vorstoßes durch eine bedeutendere Rückzugsphase zu unterscheiden. Der erste und Maximalstand wies große Eishöhe auf, sodaß bis zu 70% des Eises nach Süden abfloß. Der zweite Vorstoß fand bei geringerem Eishochstand statt, es kam daher nur zu ca. 30% Eisabgabe nach Süden. Deshalb liegen die Endmoränen beider „Würm"-Hochstände im Haupttal eng beisammen, hingegen sind sie in den nach Süden orientierten Zungenbecken auffallend weit voneinander abgesetzt. – Danach erfolgten im Spät- und Postglazial ähnliche klimatogen-rhythmisch gegliederte Abschmelzphasen des Eises wie in den anderen Ostalpentälern (neuere Daten hiezu liegen aber nicht vor).

Literatur: FLÜGEL H. 1975a; SPREITZER H. 1953.

3.13.2.9. Das Drautal und das Klagenfurter Becken

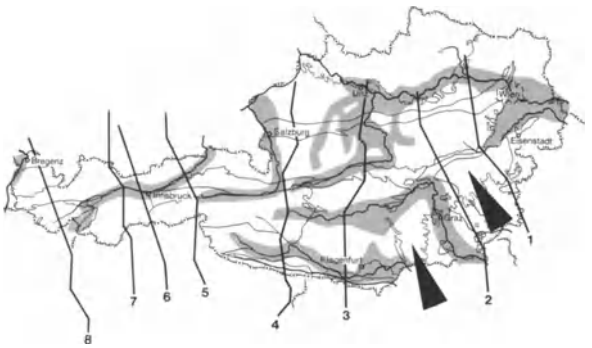


Der aus dem Eisstromnetz des oberen Drau- und Gailtales hervorgehende, gegen Osten fließende Talgletscher stieß mit seiner Hauptzunge im Drautal vor, während ein Nebengletscher das Glantal aufwärts bis zum Krappfeld vordrang. Von dort sind auch die bislang ältesten, wenn auch vom Murgletscher abzuleitenden Ablagerungen bekannt. Ein auf Felssockel ruhendes Schottervorkommen („Auf der Eben") wird „mindelzeitlich" erachtet. Dem „Riß-Hochglazial" zugeschriebene Reste befinden sich bei Altenhofen. – Im Freibachtal (östliche Karawanken) lieferten ^{14}C-Daten eines Holzes, das aus Stauseesedimenten unter „Würm"-Grundmoräne geborgen worden war, neue Beweise für die „innerwürmzeitliche" Warmphase. Der Pollenana-

lyse gemäß bestanden damals (zwischen 37.900 und 31.600 Jahren v. h.) in der Gegend geschlossene tannen- und buchenreiche Fichtenwälder mit bemerkenswertem Auftreten von Ulme, Eiche und Linde! Die Bewertung der Flora ergibt ein Klima, das weitgehend dem heutigen glich bei vielleicht etwas tiefer liegender Waldgrenze. Gegen das Hangende zeigen Abnahme der Laubbaumpollen und gleichzeitiges Zunehmen von Moosfarnsporen eine durch Klimaverschlechterung bedingte Waldauflockerung an. – Zur Zeit der „Würm"-Großvereisung bestanden wieder Haupt- und Nebenstrom des Draugletschers. Die Endmoränen beider lassen auch hier einen kurzen Maximal- und einen beständigeren Hochstand unterscheiden. In den Karawanken bildete sich eine differenzierte Eigen- und Lokalvergletscherung, die neben unbedeutenden Kargletschern und Firnfeldern in der Nordkette zu größerem Talgletscher in der Koschuta Anlaß gab, der als östlichste Lokaleiszunge noch mit dem Draueis zusammenstieß. Im unvergletscherten Bereich von Arealen mit tonreichen paläozoischen Sedimenten entstanden riesige Schuttströme. – Mit dem Spätglazial hob ein etappenhafter Eiszerfall eines vormals einheitlich vorgetragenen Vorstoßes mit markanten Haltestadien an. Die allmähliche Auflösung der gewaltigen Eismasse führte zu Seebildungen (Ausschürfungs-, Abdämmungs- und Toteisseen) mit Bändertonabsatz. Die vegetationsgeschichtliche Prüfung der Pollenführung spätglazialer Ablagerungen des Klagenfurter Beckens *(Klopeiner See)* erwies das Gebiet seit dem 17. Jahrtausend eisfrei (aber auch aus dem *Lenzholzer Moor* Oberkärntens liegt schon ein absolutes Alter von 16.615 Jahren v. h. vor), die fehlende Pflanzendecke ermöglichte großzügige Schuttumlagerungen während der Eisabschmelzphase. Mit 13.300 Jahren v. h. sind erstmals statistisch brauchbare Pollengehalte greifbar. Sie führen im Älteren Spätglazial (13.000–11.800 Jahre v. h.) eine waldlose, z. T. baumlose, kräuterreiche Grasflur mit wenigen Sträuchern vor Augen, die von einem auffälligen Föhrengipfel unterbrochen wird, der der Bölling-Erwärmung entsprechen könnte. Das Jüngere Spätglazial (11.800–10.000 Jahre v. h.) war schon eine Periode des Waldes (Waldgrenze bis maximal 1300 m). Es dominierte die Waldkiefer, ab dem jüngeren Alleröd traten verstärkt Birke, Fichte, Erle, Eichenmischwald und Hasel hinzu, doch setzten sich die ökologisch anspruchsvolleren Waldbäume noch nicht durch. Das geschah erst im Postglazial.

Literatur: FELBER H. & HUSEN D. 1976; FRITZ A. 1972; HUSEN D. 1974, 1976a, b.

3.13.2.10. Die östlichen Zentralalpen



In den Seetaler Alpen, der Sau- und Koralpe sowie den Seckauer Tauern scheinen nur lokale Kargletschervorkommen mit gelegentlichen kurzen Zungenbereichen aus der Zeit der letzten Extremvereisung auf. Karoidbildungen in Seehöhen zwischen 1400 m und 1700 m zeugen für die herabgesetzte Waldgrenze. Starke solifluidale Erosion in mächtigen Verwitterungsschichten führte zur Herausformung und Freilegung der sogenannten *Fels-* oder *Steinöfen,* die bis hinunter auf 1000 m über NN auftreten. In tieferen Lagen ist der dicke, z. T. bis ins Tertiär zurückreichende Verwitterungsboden noch erhalten. Den abtragenden Kräften des frühen Spätglazials können die luvseitigen Glatthänge hoch über der damaligen Schneegrenze und noch frei von Pflanzendecke zugeschrieben werden.

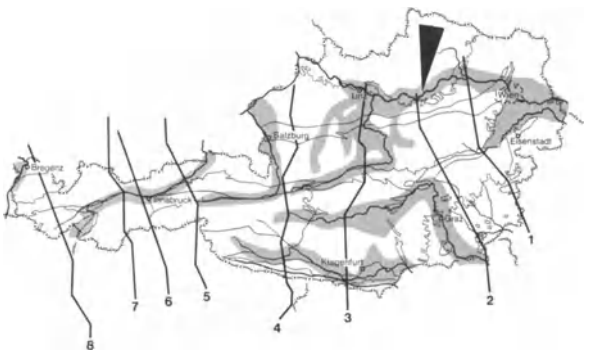
Literatur: PASCHINGER H. 1974.

3.13.3. Der von zeitweiligen Großvereisungen nur indirekt betroffene Bereich Österreichs

Die Morphogenese dieses Großraumes ist trotz der räumlichen Trennung von den inneralpinen Vergletscherungen nur in engem Zusammenhang mit den Ereignissen dort deutbar und verständlich. Die Einflußnahme der klimatologisch ausgelösten Gestaltungskräfte war dermaßen gravierend und bestimmend, daß eine Auffassung eigenständiger Entwicklungen (etwa an der Donau) undenkbar erscheint. Die Weite der Landschaft im näheren und ferneren Vorfeld der Al-

pen bot reichlicher Gelegenheit zur Bewahrung älterer Sedimentations- und Erosionsrhythmen. Ihre Phänomene, die durchaus vergleichbar sind mit solchen der jüngeren Klimazyklen, erlauben somit erfolgversprechend Interpretationen eines geologischen Geschehens im Ältestpleistozän und Oberpliozän, obwohl seine unmittelbaren klimatogenen „Wurzeln" im Gebirge längst durch spätere Abtragungen verschwunden sind.

3.13.3.1. Der Donauraum



Durch besondere Rücksichtnahme geologischer Erwägungen war es 1964 erstmals gelungen, eine der schönst entwickelten und überlieferten Donauterrassenabfolgen Österreichs verläßlich zu differenzieren. Im Melker Raum hatte nämlich u. a. die konsequente und nachdrücklich vertretene Beachtung der relativen Höhenlagen von Schotterbasen zum heutigen Stromverlauf eine probate Gliederung der verschiedenen Akkumulationsniveaus erlaubt und darüber hinaus auch eine Identifikationsmöglichkeit kleinerer und isoliert auftretender Geröllvorkommen geboten. Seither ergab sich wiederholt Gelegenheit, Gültigkeit und weiträumige Anwendbarkeit dieses Unterteilungsschemas zu prüfen und zu vervollkommnen. Die geologische Kartierung unterschiedlichster Stromabschnitte seither läßt nunmehr eindeutig die Verfolgung und Parallelisierung einzelner Schotterfluren durch alle Weiten und Engen des Donautales von Linz bis Hainburg zu. Schwierigkeiten bereitet lediglich der nähere Bereich von Wien, wo sich teilweise die berühmte Terrassensequenz infolge der dichten Verbauung einer Erfassung nach modernen Gesichtspunkten entzieht bzw. in bestimmten Elementen selbst durch große Bauvorhaben gar nicht verifiziert werden konnte (z. B. „Theresianum-Terrasse"). Die auf der Tabelle augenfällig gemachte Ordnung findet erst im Osten Österreichs ihre Grenzen (also bereits in gewissen Teilen des Inneralpinen Wiener Beckens und in den Randbuchten der Kleinen Ungarischen Tiefebene, soweit sie noch auf österreichischem Gebiet liegen, wie etwa der Heideboden südlich von Kittsee). Dort leiten hauptsächlich erst während des jüngeren Pleistozäns aktive tektonische Bewegungen vom Anlagesystem der *Terrassentreppe* stabiler Kruste zu jenem des *Terrassenstockwerkes* absinkender Kruste über, was den Quartärgeologen nötigt, andere Kriterien für die relative Altersunterscheidung der Schotterdecken anzuwenden.

Den tieferen Geröllfluren der Donau können von Westen her bis zur Ybbs altersentsprechende glazifluviatile Terrassenfolgen alpiner Nebenflüsse (vom Älteren Deckenschotter bis zur Niederterrasse) zwanglos eingebunden werden. An der östlichen Fortsetzung des Stromes liegen solche stratigraphische Vergleichsmöglichkeiten nicht mehr so geschlossen vor. Doch ergeben sich weitere wichtige Bezugsstellen an den Unterläufen von Erlauf, Pielach, Traisen und durch eine Hochterrasse letzterer sogar noch im unteren Perschlingtal. Damit ist aber nicht nur die Einstufung der tieferen Schotterebenheiten der Donau bis in den Raum von Wien und darüber hinaus sichergestellt, sondern überdies die ebenfalls engste klimatogene Verbundenheit ihrer Akkumulationen mit den Extremvereisungen im Gebirge einsichtig gemacht.

Eine durchaus vergleichbare Aufschüttungs- und Eintiefungsrhythmik läßt sich an den höheren und älteren Terrassenresten des Stromes beobachten. Identische, wenn auch meist sehr verstümmelte und isolierte Schottervorkommen an Tributärgerinnen (wie sie indes die geologische Kartierung besonders eindrucksvoll und vollzählig vor einigen Jahren an der Traisen erfaßt hat) verweisen in die Alpen, wo jedoch gleichalterige Bildungen längst jüngeren Ausräumungsphasen anheimgefallen sind. Der Schluß auf analoge, vermutlich nicht ganz so extreme klimatische Bedingungen der Genese im einstweilen nicht trennbaren Zeitabschnitt Ältestpleistozän – Oberpliozän scheint daher nicht zu weit hergeholt. Die hochgelegenen und gestaffelten Geröllrelikte an der Donau könnten somit als taugliche Argumente für das frühe Aufscheinen vorübergehender außerordentlicher Klimaminima mit begrenzteren Eisexpansionen im Gebirgsinneren herangezogen werden und Aufschluß über die mögliche Zahl derartiger Klimazyklen in den Ostalpen geben. Weiters rechtfertigen diese hohen Schotterniveaus die Annahme, daß der Verlauf der Donau seit jeher in etwa dem heutigen glich. Künftige Epigenesen (wie Strudengau oder Wachau) lagen schon damals im Stromstrich gemäßer Höhenlage (wie das durch ein Relikt der Ebenheit von Knocking in der unteren Wachau bekräftigt wird), und die Hainburger Pforte

DIE TERRASSENFOLGEN DES GLAZIFLUVIATILEN RAUMES (SALZACH BIS TRAISEN) UND DES FERNEREN PERIGLAZIALBEREICHES (DONAU) UND IHRE ALTERSBEZIEHUNGEN

	relative Höhen der Tertiärsockel	GLAZIFLUVIATILER RAUM	PERG	MELK	WACHAU	KREMS	TRAISENTAL	TULLNER BECKEN	WIEN	WIENER BECKEN
(SPÄT- und) POSTGLAZ.		„tiefere Nieder-terrassenstaffeln"		*	*	*	*	Jüngere Anteile der Heutigen Talböden	„Prater-Terrasse"	„Prater-Terrasse"
JUNG-PLEIST. „Würm"		Niederterrasse		* (Ornding)	*	*	Niederterrasse	Ältere Anteile der Heutigen Talböden („Tullner Feld")	Ältere Anteile der Heutigen Talböden (Gerasdorf, Mannswörther „Zwischenterrasse")	
MITTEL-PLEIST. „Riß"		Hochterrasse		* (Erlafterrasse)		* (Straß, lokal)	Hochterrasse	Gänserndorfer Terrasse (E Mitterndorf, E und W Stockerau)	Gänserndorfer, Stadt- u. Simmeringer Terrasse	Gänserndorfer Terrasse
ALTPLEISTOZÄN „Mindel"	17 m	Jüngerer Deckenschotter	* (+ Donauschotter)	S Ornding	* (Rossatz, Dürnstein)	* (Silberbühel, Kremser Altstadt)		tiefere Wagram-Terrasse	Terrasse W Seyring	Schloßhofer Platte Flughafen-Terrasse
	25–30 m		* (+ Donauschotter)	Lehen	* (Weißenkirchen)	* (Brunnkirchen)	Jüngerer Deckenschotter	höhere Wagram-Terrasse	Arsenal-Terrasse	* (Haidfeld-Terrasse)
„Günz"	45 m	Älterer Deckenschotter	* (lokal)	N Hochstraßberg	*	Gobelsburg (= Langenlois)	Älterer Deckenschotter	*	Wienerberg	*
ÄLTESTPLEISTOZÄN OBERPLIOZÄN	65 m	Terrassenschotter zu Füßen des Hausrucks und Kobernaußer Waldes: Eichwald – Geinberg Federnberg Geiersberg	* (lokal)		*	*	E Kleinhain	S Traismauer („Höbersdorfer Terrasse" bei Leitzersdorf)		* (Wartberg)
	75–80 m			Wachberg			Viehofener Kogel		*	* (Mitterwald)
	90 m		* (lokal)	Schneiderberg					Laaerberg	* (Königs- und Kugelberg)
	105 m		* (lokal)	Rosenfeld		Kremsfeld	Kölbling	* (Stranzendorf)		* (Altenberg)
	130 m		* (lokal)	Knocking	*	Maisberg	Untermamau			* (Schüttenberg)
		hohe Schotterterrassen im Strengberger Hügelland								
	180 m			N Mauer					* = Terrassenniveau vorhanden	

Abb. 137. Die Altersbeziehungen der plio-pleistozänen Schotterkörper im weiteren Donauraum Österreichs an Hand beispielhafter geologisch fundierter Terrassentreppen

mußte wohl stets neben der Brucker Pforte von der Donau benutzt worden sein, weil es sonst dem Fluß unmöglich geworden wäre, nach Aufgabe der Brucker Pforte ohne vorher geleistete Eintiefung in die Enge von Hainburg – Theben überzuwechseln. Das bestätigen auch Donausandvorkommen in den hochliegenden Spalten- und Karsthöhlen von Deutsch-Altenburg.

Für die Korrelation der Terrassenabfolgen der Donau erwies sich eine altersorientierte Berücksichtigung des Aufscheinens von Vollschotterspektren wenig geeignet, weil solche in allen Niveaus neben dem vorherrschenden Bild des Quarzrestschotters angetroffen werden können. Ihr Vorhandensein hängt weitgehend von der einstigen Exposition des Geröllmaterials gegenüber Bodenlösungen ab, wie das an instruktiven Aufschlüssen im Nibelungengau oder Arbesthaler Hügelland studierbar ist. Das Eindringen derartiger chemisch aggressiver Oberflächenwässer erfolgte ungleichmäßig, vielfach taschenförmig und ohne Störung des Komponentengefüges. Vornehmlich wurden die kalkigen Anteile, bei längerer Dauer oder Wiederholung des Prozesses aber auch alle anderen Sediment- und anfälligeren Kristallingesteine angegriffen, zermürbt, vergrust und schließlich vom Grundwasserdruck ausgeschwemmt. Einzig verbleibende Spur ehemaliger Buntheit des Gerölles ist eine in den Donauschottern allerdings nicht häufig beobachtbare Konglomerierung der Quarzrestschotter durch kalkiges Bindemittel.

Die hochgelegenen Vollschotterfunde aber sind wertvolle Indikatoren zur Feststellung des Einzugsgebietes der vermutlich schon pliozänen Donau. Es war – soweit es österreichisches Gebiet anbelangt – weitgehend mit dem heutigen Tributärgerinnenetz identisch. Von Wichtigkeit ist ferner die Unterscheidung der Geröllfracht des Stromes von den Debrislieferungen seiner Nebenflüsse, sowie der Vergleich von deren Schuttmassen untereinander, wodurch nämlich interessante Veränderungen vorzugsweise in den Unterläufen von Enns und Traisen offenbar

werden. Während bereits für die Enns im Altpleistozän die gleichzeitige Mitbenützung des gegenwärtigen Url- und anschließenden Ybbstales aufgezeigt werden konnte, beschwört die vielfältige Terrassentreppe der unteren Traisen eine sehr lebhafte Talgeschichte ab dem Oberpliozän herauf. Sie erzählt von einer längerfristigen Mitentwässerung und damit erst Schaffung der breiten Anlage des jetzigen Fladnitztales und von einer einmaligen Einnahme des heute von der Perschling durchströmten Talabschnittes zwischen Kapelln und Atzenbrugg während des „Riß-Hochglazials" durch die Traisen.

Im übrigen verhindert eine geologische Betrachtungsweise der jungen fluviatilen Akkumulationskörper folgenschwere Verwechslungen mit ähnlich ausgebildeten, aber weitaus älteren Psephiten. Das war besonders für den Kremser Raum von großer Wichtigkeit. Dort hatten in z. T. alten und überholten geomorphologischen Voraussetzungen begründete Schwierigkeiten im Auseinanderhalten dreier Geröllschüttungen (Hollenburg-Karlstettener Konglomerat, Hollabrunner Schotterkegel und Donauterrassenschotter) der terrassenmorphologischen Situationsabklärung bisher störende Hindernisse in den Weg gestellt. Der geologischen Kartierung ist jedoch die Ausschaltung erkenntnishemmender Fehleinschätzungen und der somit erfolgreiche Einbezug dieses Gebietes in überregionale Erfahrungswerte gelungen.

Im Zuge der geologischen Aufnahmen in Bereichen ohne junge tektonische Absenkungen hatte sich spontan eine ungefähr stetig gleichbleibende, dem heutigen Gefälle der Donau zumeist entsprechende Stufung der Terrassensockel ergeben. Die Erfassung ihrer relativen Höhen über dem Normalwasserspiegel des Stromes erbringt viel zuverlässigere Werte als etwa die bis jetzt übliche Beachtung meist zufallsbedingter Oberflächenformen (vgl. Abb. 137). In der Melker Gegend konnten die vorläufig höchsten Donauschotter mit einer Basis von ca. 180 m über dem Fluß (= *Niveau N Mauer*) festgehalten werden. Im einstweilen geologisch noch nicht begangenen Hügelland westlich Amstetten (Viehdorf – Öd – Strengberg) verbergen sich vermutlich gleichartige oder zusätzliche Fluren nach oben oder unten. – 130 m relative Höhe weist die morphologisch stark beschnittene Geröllde cke von *Knocking* auf. Vergleichbare Relikte kommen nicht nur westlich und östlich der Wachau vor, sondern auch im unteren Abschnitt der Engstelle selbst, somit die frühe Anlage des Stromstriches über der späteren Epigenese veranschaulichend. Größere Schottermächtigkeiten erreicht die Flur auf dem Schüttenberg im Arbesthaler Hügelland. – Die *Rosenfeld*-Flur mit einer Grundfläche etwa 105 m über der Donau tritt noch teilweise in ausgeprägten Ebenheiten auf und ist am Strom fast durchgehend vorhanden. In den oft sehr mächtigen Geröllde cken sind Vollschotterspektren nicht selten. – Einen weiteren selbständigen Schotterwurf repräsentiert die *Schneiderberg*-Terrasse, die zirka 90 m über dem Fluß entwickelt ist. – Darunter mit ungefähr 75–80 m relativem Abstand zum Donaumittelwasser folgt die *Wachberg*-Flur. – Die Terrasse *S Traismauer* liegt 65 m hoch über der Donau und findet sich zwar zumeist nur in Resten, jedoch immer wieder am Strom. – Überreste des Niveaus *N Hochstraßberg* (45 m über dem Flußlauf) sind flächenmäßig recht unterschiedlich überliefert. Sie stellen die erste Verbindung zu sicher pleistozänem und glazigenem Wirken her, können sie doch bereits mit dem Älteren Deckenschotter alpiner Nebenflüsse parallelisiert werden. – Äquivalenten des Jüngeren Deckenschotters entsprechen die Terrassen von *Lehen* (25–30 m über der Donau) und *S Ornding* (17 m über dem Strom). Sie sind häufig weitläufig erhalten und beinhalten die meisten „Felsterrassen" an der Donau. In ihrer Zweiteilung kommt sehr schön die für das „Mindel"-Glazial befürwortete Zweiphasigkeit extremer Eisbedeckung zum Ausdruck. – Die *Gänserndorfer* Terrasse ist an der Donau erst ziemlich weit im Osten der Erosion entgangen, doch hat sie im Bereiche des Sandriedels östlich von Mitterndorf im Perschlingtal mit der in sie übergehenden Traisen-Hochterrasse einen wichtigen direkten stratigraphischen Bezugspunkt. Die Gänserndorfer Terrasse und gleichalterige Fluren sind bei Stockerau und Wien, vor allem aber im nördlichen Marchfeld verbreitet. Dort könnten bedeutende Flächen der Ebenheit durch junge Absenkungen unter das Niveau der Jüngeren Anteile der Heutigen Talböden verstellt worden sein (Aderklaa, Markgrafneusiedl – Obersiebenbrunn – Leopoldsdorf und Haringsee – Lassee). Gleichalte Bildungen sind im südlichen Wiener Bekken die stark kryoturbat durchkneteten *Älteren Steinfeldschotter,* welche, durch junge Tektonik abgesetzt, von den Jüngeren Steinfeldschottern stockwerkartig überlagert werden. – Bei Ornding, am südlichen Ufer des Wachauausganges, vor allem im größeren Teil des sich südlich der Donau entfaltenden „Tullner Feldes" sowie bei Gerasdorf nördlich und mit der *Mannswörther „Zwischenterrasse"* auch östlich von Wien sind hohe, mehr oder weniger breit überlieferte Talbodenleisten der an der Oberfläche gestaffelten Donauniederung erhalten, die sich deutlich von den tieferen Teilfeldern bei gleicher Sockelhöhe unterscheiden. Von diesem *Älteren Anteil der Heutigen Talböden* wird das seltene Auftreten

örtlich begrenzter und untief eingreifender Kryoturbationen („Tullner Feld", nördlich Gerasdorf, Mannswörther „Zwischenterrasse") bzw. eine geringmächtige Auflage lößähnlichen Sedimentes (Ornding) auf sonst nackt ausstreichender Geröllloberkante gemeldet. Es sind das Zeugen des im endenden Spätglazial noch einmal wirksamen periglazialen Klimaeinflusses auf die zuvor im „Würm-Hochglazial" geschüttete Schotterfracht. Der Ältere Anteil der Heutigen Talböden entspricht also der alpinen Niederterrasse. Die Traisen-Niederterrasse westlich Traismauer korrespondiert sehr gut mit jener alten, von der Erosion verschont gebliebenen Talbodenleiste im Osten von Traismauer, was demnach einen weiteren stratigraphischen Fixpunkt für die tiefen Donauterrasseneinheiten im ferneren Periglazialraum bedeutet. Die als höheres Stockwerk ohne periglaziale Gefügestörungen meist flächenhaft ältere Geröllakkumulationen abdeckenden *Jüngeren Steinfeldschotter* repräsentieren im südlichen Inneralpinen Wiener Becken zeitgleiche Lokalschüttungen (Piesting, Triesting, Schwechat, Schwarza + Pitten = Leitha, etc.). Aus der Umgebung von Tattendorf sind darauf schmächtige lößähnliche Deckschichten bekannt geworden. Auf Grund ihrer Ausbildung konnten jüngst auch die *Seewinkelschotter* als „hochwürmzeitlich" abgelagerte, spätglazial örtlich kryoturbat gestauchte Lokalgeröllieferungen der Raab identifiziert werden. – Von den Resten des mit der alpinen Niederterrasse parallelisierbaren Älteren Anteiles der Heutigen Talböden werden in wechselnder Breite und Abfolgevollständigkeit durch maximal drei jeweils nur wenige Meter hohe Stufen die *Jüngeren Anteile der Heutigen Talböden* abgesondert. Damit werden jetzt alle morphologischen Elemente unterhalb echter Niederterrasse zusammengefaßt, die durch Klimaschwankungen verursachten, (spät- bis) postglazialen weiträumigen Eintiefungs- und Umlagerungsprozessen im „letzteiszeitlichen Hochglazial" deponierten Schotterkörper ihre Entstehung verdanken. Die durch niedrige Geländestufen in Richtung zum rezenten Donaubett hin voneinander abgesetzten Teilfelder der Niederflur sind keineswegs über das Spätglazial hinaus fortgesetzt abgelagerte bzw. nach späteren wiederholten, tiefgreifenden Erosionsphasen selbständig akkumulierte Schotterwürfe. Der gletscherferne Donauraum war damals schon längst dem Einfluß gletschernahen Wechsels von Aufschotterung und Ausräumung entrückt. Die Restvergletscherung im Gebirgsinneren hatte nicht mehr die Kraft, eine Terrassenbildung an der Donau, ja nicht einmal mehr eine solche an den Unterläufen der aus den Alpen strömenden Flüsse zu bestimmen. Es war die Donau selbst, die die Anlage der jüngeren Niederflurteilfelder prägte, darauf sich die einmündenden Nebengerinne einstellten (= „tiefere Niederterrassenstaffeln" an Traun, Enns, Ybbs, Erlauf und Traisen). Die Jüngeren Anteile der Heutigen Talböden sind also Ausdruck der Eintiefungsleistung des die Erosionsbasis diktierenden Vorfluters Donau während episodenhafter Klimafluktuationen. Derartige Umlagerungsvorgänge mit Involvierung der basalen „Blocklage" und Einverleibung „würmzeitlichen" Fossilgutes können im Talquerschnitt des Stromes, vom gegenwärtigen Bett ausgehend, bis zum Niederterrassenabfall laut Radiokarbondatierungen daraus geborgener Baumstämme mindestens seit dem Präboreal angenommen werden (über 9000 Jahre alte Hölzer aus dem *„Unteren Niederterrassenfeld"* des Linzer Beckens, aus dem *„Feld"* des Tullner Bekkens und aus der ungegliederten *„Prater-Terrasse"* des Wiener Beckens). Eine zweite Eintiefungs-, Vermischungs- und Ausräumungsphase wird für das Jüngere Atlantikum und Subboreal im Talbereich der *Hochflutfelder* des Linzer Raumes, des *Donaufeldes* des Tullner Raumes und der ungegliederten *„Prater-Terrasse"* des Wiener Raumes aufgezeigt (3000 bis über 4000 Jahre alte Bäume). Gleichartige Prozesse wie bisher, nämlich Umlagerung des *gesamten* Schotterkörpers bis zur Blocklage und Annagen höherer Randleisten mit älterem Fossilmaterial, fanden innerhalb des vor der Stromregulierung zur Gänze durchpulsten Auengürtels seit der historischen Zeitenwende statt (in der *Aue* des Linzer und Tullner Beckens sowie in der *„Zone rezenter Mäander"* des Wiener Beckens).

Die meisten der berühmten Fundstellen *fossiler Bodenbildungen* aus dem weiteren Donauraum liegen in terrassenmorphologisch nicht näher definierbaren Positionen als Bestandteil mächtiger Lößfolgen ohne Terrassenschotterbasen vor. Gegenwärtig sind von geologischer Seite Untersuchungen im Gange, die u. a. durch die Intensität ihrer Rotfärbung unterscheidbaren Paläoböden zumindest in den relativen Altersbeziehungen mittels ihrer jeweils eindeutig tiefsten Auflagerungen auf klar erfaßbaren Geröllebenheiten der vollentwickelten Terrassentreppen am gesamten Strom zu fixieren. Als vorläufiges Ergebnis zeichnet sich auf der einheitlichen Terrassensequenz des Donaulaufes innerhalb Österreichs die folgende Situation ab: Die sogenannten *Blutlehme* (etwa von der Rudolfsziegelei in Wien oder von Stranzendorf im nördlichen Tullner Becken) steigen bis auf das Niveau S Traismauer (65 m über dem Strom) hinunter und liegen dort der Schotteroberfläche direkt auf oder sind als Matrix in die hangenden Geröllteile eingeschwemmt. Sie sind demnach ältestpleistozäne

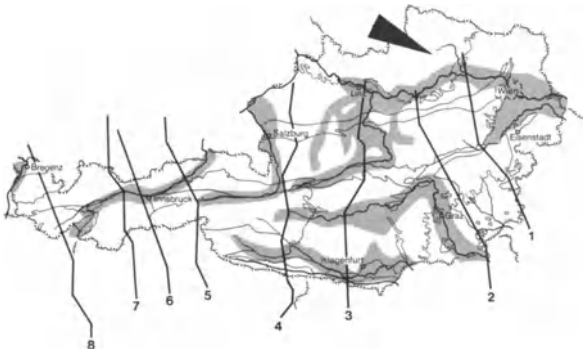
bis spätpliozäne Bildungen. Das lange Zeitintervall schließt die Möglichkeit mehrmaliger Entstehungsphasen bei ähnlicher klimatischer Präferenz nicht aus. Wie weit eine Abtrennung des vergleichsweise nur wenig blasseren *Kremser Bodens,* der noch eine Terrassenstufe tiefer (N Hochstraßberg = 45 m über der Donau) zu beobachten ist, vertretbar erscheint, kann noch nicht entschieden werden. – Eine sichere stratigraphische Marke besteht in der *Göttweiger Verlehmungszone,* deren Rotböden am gesamten Stromverlauf und an den Unterläufen von Nebenflüssen den Schottern einschließlich der alpinen Hochterrasse und deren Äquivalenten im Donautal unmittelbar aufruhen bzw. in diese durch Eisstauchung eingewürgt worden sind. Diese Bodenverwitterung erfolgte in der dem „Riß-Hochglazial" anschließenden Warmzeit (= „Riß-Würm-Interglazial"). – Der *Paudorfer Leimen,* der im locus classicus über dem fossilen Boden von Göttweig liegt, was sein geringeres Alter bestätigt, konnte bisher nirgends auf einer Geröllterrasse direkt auflagernd gefunden werden. Es ist das ja in seiner Entstehungszeit begründbar. Die nach der Warmzeit von Göttweig eintretende Abkühlung führte bis zu tundrenartigen Klimaverhältnissen (was im Löß zwischen den Paläoböden von Göttweig und Paudorf und im „Spätriß" des „Interglazials von Mondsee" dokumentiert ist). Die nachfolgende Warmzeit von Paudorf fand also eine vorwiegend von äolischen Sedimenten eingehüllte Landschaft vor, darauf es allmählich zur neuerlichen Bodenbildung kam. Die Aufschüttung der Niederterrassen geschah dagegen erst nach dem Ende dieser positiven Klimaschwankung zur Zeit des „Würm-Hochglazials" mit extremer Eisausdehnung. Das aber verweist wieder deutlich auf die ausschließlich klimatogen gesteuerte Genese von Schotterterrassen im näheren und ferneren Ostalpenbereich. Die beträchtliche Erwärmung während der Entstehung des Bodens von Paudorf wird besonders durch die daraus gewonnenen Schneckengemeinschaften beleuchtet, die als ein „Interglazial" charakterisierend angesprochen worden sind. Mit 32.000 Jahren v. h. eingestufte junge Deckschichten auf Älterem Deckenschotter bei Haag lieferten im Donauraum zusätzliche klimatische Informationen für diesen Zeitabschnitt. Sie führen mit ihren Pollenspektren eine in Zusammensetzung und Dichte den heutigen Umständen sehr ähnliche Vegetation vor Augen. – Auf echter Niederterrasse findet sich gelegentlich ein lößartiges Sediment in geringer Mächtigkeit. Sonst kommen auf den Heutigen Talböden neben nicht selten aufscheinenden Aulehmen nur lokal schwarze Humuszonen vor. – Alle diese im ganzen betrachtet doch eher spärlichen Reste ehemaliger Böden vertreten die weitaus größeren Zeiträume des Pleistozäns und Oberpliozäns, darauf soll noch einmal aufmerksam gemacht werden.

Der äolisch deponierte *Löß,* der wohl hauptsächlich der letzten Periode extremer Eisexpansion entstammt und nur dort als älter erkannt werden kann, wo ihn fossile Böden bedecken, nimmt große Flächen des Donaubereiches ein, dabei in westlicher Richtung infolge des niederschlagsreicheren Klimas allmählich verlehmend. – Im Flachland des Marchfeldes sind weite Areale von Flugsanden überliefert. Der braune, kalkfreie *Ältere Flugsand* bedeckt nicht nur bedeutende Teile der Gänserndorfer Terrasse mit manchmal beachtlichen Dünenbildungen, sondern ist auch lokal auf der Terrasse von Seyring im Westen und auf der Schloßhofer Platte im Osten verbreitet. Das läßt auf „hochwürmzeitliches" Entstehungsalter schließen. – Die *Jüngeren Flugsande* (grau und kalkreich) beschränken sich dagegen auf die Jüngeren Anteile der Heutigen Talböden und verschütteten dort hallstatt- und römerzeitliche Kulturreste.

Junge latente, aber permanente *tektonische Absenkungen* sind im Inneralpinen Wiener Bekken nachgewiesen. 100 m z. T. weit übertreffende Schottermächtigkeiten im Raume Weikersdorf – Ternitz oder im Verlaufe der zentral gelegenen *Mitterndorfer Senke* beweisen solche Bewegungen im südlichen Beckenabschnitt, die in jenen nördlich der Donau keine unmittelbare Fortsetzung finden, sodaß die gegenwärtige Donau auf einer Art Schwelle dahinströmt. Die bis über 130 m mächtigen *Schotterwannen* von Haringsee – Lassee und Markgrafneusiedl – Obersiebenbrunn – Leopoldsdorf sowie die bis 40 m tiefe Senke von Aderklaa bilden unabhängige Eintiefungsgebiete. Alle Schotterwannen aber beinhalten zumindest sicher noch mittelpleistozänes Geröllmaterial, vielleicht noch älteres.

Literatur: FINK J. et al. 1976; FUCHS W. 1964, 1968a, 1972, 1974, 1962–1976, 1977; GRILL R. 1962, 1968, 1970–1977; SCHAFFER F. X. & GRILL R. 1951.

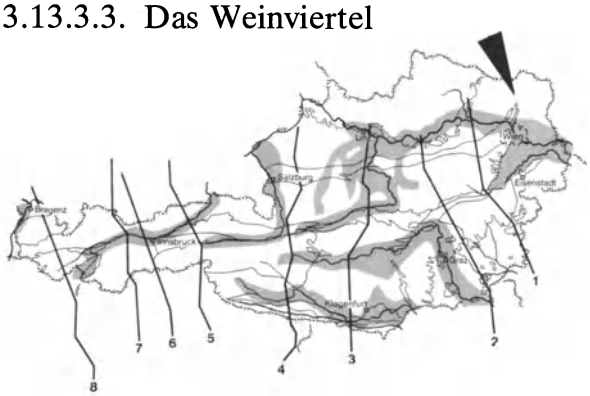
3.13.3.2. Die Böhmische Masse



Das stete Aufsteigen des Großraumes seit dem Tertiär zwang die Flüsse zu verstärkter Tiefenerosion, was in der Zerschneidung uralter Flächensysteme schön zum Ausdruck kommt. Zur Zeit der letzten alpinen Extremvereisungsphase (= „Würm-Hochglazial") entstanden auf den Höhen des Böhmerwaldes im heutigen Grenzgebiet kleine Kargletscher. Sonst beschränkten sich die periglazialen Klimaeinflüsse darauf, in Granitarealen durch solifluidale Abwanderung z. T. sehr alter Verwitterungsschichten die sogenannten *Wollsackbildungen* und *Granitburgen* freizulegen. Zahlreiche Hochmoore umfassen Vegetationsprofile vom Spätglazial bis in die Gegenwart.

Literatur: FUCHS W. 1962–1976; NAGL H. 1972.

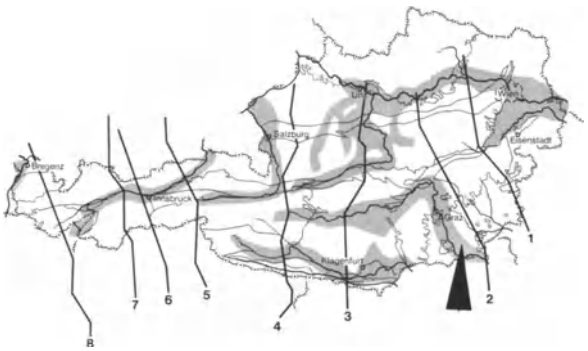
3.13.3.3. Das Weinviertel



Die Altersdeutung der häufig fragmentär überlieferten Ablagerungen dieses Zeitabschnittes ist nicht leicht. Weitflächige talungebundene Abtragungssysteme im östlichen Weinviertel mögen sich etwa ab dem Daz nach dem Verschwinden des „Pannonsees" geformt haben. Vielleicht bestanden Zusammenhänge mit Verebnungen auf den Kalkgebieten der Waschbergzone. Mit dem Pleistozän soll dann durch Zertalung und Riedelbildung die ursprünglich flächenhafte Abtragung von nun talgebundener Erosion ostwärts abgelöst worden sein. Eine Einbindung der lokalen, vielfach noch ausschließlich geomorphologisch charakterisierten Schotterebenheiten in solche der March oder gar der Donau ist schwierig. Eine wohl sehr lückenhafte Geröllsequenz vom ältesten bis zum jüngeren Pleistozän dürfte mit den Niveaus der *Mühlbergflur* in 220 m, der *Zistersdorfer Fläche* in 200 m, der *Großen Thorstätten* in 180 m und der *Gerichtsfeldterrasse* bei Hohenau in 165–170 m Seehöhe vorliegen. Auch ihre Entstehung ist an die bekannte Klimarhythmik gebunden. Die aus den hohen Schottern bestimmten Wirbeltierfaunen entsprechen jenen der höchsten Donauterrassen im Wiener Bereich. – Neben der Wiener Pforte bestehen auch im Kreut- und Zayatal epigenetische Talstrecken. – Zeitlich unklare Terrassenfolgen sind auch aus dem Laaer Becken beschrieben. – Die berühmten Paläobodenstationen etwa von Oberfellabrunn, Weinsteig oder Stillfried sind momentan Gegenstand geologischer Untersuchungen hinsichtlich ihrer stratigraphischen Identität.

Literatur: GRILL R. 1968; SCHLEGEL W. 1961.

3.13.3.4. Das Murtal im Steirischen Becken



Mindestens 135 km vom im Gebirgsinneren steckengebliebenen „Würmgletscher" entfernt, bereitet schon die stratigraphische Zuordnung der jüngeren Terrassen im vorliegenden Murtalabschnitt Schwierigkeiten. Darüber hinaus sind aber hier noch alte und sehr alte, in die Alpen weisende Geröllfluren erhalten, deren einstige sicherlich gleichfalls klimatogen verursachte, glazifluviatile Wurzeln indessen längst im Gebirge verschollen sind. Besonders vollzählige und schöne Terrassenfolgen sind aus dem Raum von Leibnitz und Graz bekannt.

Im Oberpliozän hatte zunächst noch weitflächige Abrasion und gleichzeitige Herausformung von gegen Osten verflachenden Fußflächen statt-

gefunden. Ab dem späteren Oberpliozän lösten an Intensität zunehmende episodenhafte Klimaschwankungen die vorher langzeitlich weitgehend ausgeglichenen Klimaverhältnisse ab. Das führte jetzt zu talgebundener Erosion und zur Schaffung des Riedellandes. – Diesem spätpliozänen bis ältestpleistozänen Zeitabschnitt entstammen wohl die Reste der sogenannten *Oberen Terrassengruppe,* die bis 140 m über der heutigen Mur gelegen sein können. Darin unterscheidet sich eine höhere Flur mit grobkörnigen Quarz- und Kristallinschottern ohne Lehmkappe von einem tieferen Flurenkomplex, der über basalen Kristallingeröllen mächtige Lehmschichten führt. Beide Einheiten können in aufgelösten und z. T. in ihrer Position sehr fraglichen Relikten bis Frohnleiten flußaufwärts verfolgt werden. – Im Grabenland östlich von Leibnitz findet sich dann eine *Mittlere Terrassengruppe* entwickelt. Sie besteht aus der älteren, vermutlich „günzzeitlichen" *Rosenbergterrasse* in 370–380 m Seehöhe und der jüngeren „mindelzeitlichen" *Schweinsbachwaldterrasse* in 320–330 m Seehöhe. Beide weisen bloß geringmächtige Schotterkörper aus verwitterten kristallinen Geschieben auf, werden aber von bis zu 20 m dicken *Staublehmen* überlagert, die durch Einschaltung fossiler Böden gliederbar sind. Im Weichbild von Graz wird dieser Terrassengruppe die *Kaiserwaldterrasse* zugerechnet. Über 40–50 m über der Mur gelegene Schotterreste werden als damit analoge Bildungen über Gratkorn und Frohnleiten hinaus bis Bruck/Mur korreliert. – Im „Riß-Hochglazial" wurde die *Helfbrunner Terrasse* (250–260 m über NN) mit ihrer reichlichen Kalkkomponentenführung innerhalb des sonst eintönigen Quarz-Kristallinschotterspektrums geschüttet. Sie ist im Leibnitzer und Grazer Raum vertreten, im letzteren wird auch noch die *Windorfer Flur* für gleichalterig erachtet. Vergleichbare Schotterreste bei Peggau und Frohnleiten sollen zu jenen 70–80 m über dem Fluß befindlichen Terrassenrudimenten von Bruck/Mur überleiten. Die Schotter der Helfbrunner Terrasse tragen relativ wenig Staublehm mit gelegentlicher schwacher basaler Bodenbildung des „Riß-Würm-Interglazials". – 20–30 m mächtige Kalk- und Kristallinschotter bauen den kaum geschichteten, ungegliederten und erosiv weitgehend unversehrten Geröllkörper der besonders nach den Talengen von Gösting im Grazer Feld und von Wildon im Leibnitzer Feld breit entfalteten *Haupt-* oder *Steinfeld-* oder *Bahnhofterrasse* auf mit einem deutlich mehrere Meter über der heutigen Mur gelegenen Tertiärsockel. Ihr Gefälle ist indes größer als das gegenwärtige, sodaß sie bei Spielfeld unter jüngere Umlagerungsfluren verschwindet. Sie kann die Mur aufwärts einigermaßen mit der alpinen Niederterrasse bei Judenburg in Verbindung gebracht werden. (Die anderen Flüsse des Steirischen Beckens und seines Randgebirges – wie Sulm, Kainach, Raab etc. – hatten als sogenannte *„autochthone" Gerinne* nie Bezug zur Vergletscherung.) Die „Würm"-Terrasse trägt lokal einen Verwitterungsboden und etwas Staublehm (vgl. Donauraum!). – Bis zu 10 m tief in die Steinfeldterrasse eingesenkt ist das heutige Auengelände der Mur, das ähnlich der Situation an der Donau episodenhaft klimabedingte Umlagerungs-, Eintiefungs- und Ausräumungsphasen in Form einer Staffelung der *Heutigen Talböden* erkennen läßt.

Literatur: FABIANI E. 1971; FLÜGEL H. 1975 a; PASCHINGER H. 1974.

4. Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes

4. Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes

Von Julius Drimmel*)

Mit den Abbildungen 138 bis 143

4.1. Einleitung und Begriffsbestimmungen

Der Ostalpenraum liegt am Rande des mediterran-transasiatischen Erdbebengürtels, nahe der Grenze zwischen der eurasischen und afrikanischen Platte. Die überwiegend mit der Tektonik der Alpen gekoppelte Erdbebentätigkeit in Österreich ist an bestimmte Zonen und Bereiche gebunden, soferne man von kleinen Lokalbeben absieht, die praktisch allerorts auftreten können. Zur genauen Abgrenzung der seismischen Quellgebiete bedienen wir uns aller verfügbaren Angaben, also auch der historischen Berichte, da hiezu das seit dem Bestehen der österreichischen Erdbebenkommission (1896) bzw. des Erdbebendienstes an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (1904) gesammelte Beobachtungsmaterial allein nicht ausreicht.

Da seismometrisches Datenmaterial erst seit wenigen Jahrzehnten vermehrt anfällt, verdanken wir wesentliche Teile unseres heutigen Wissens über österreichische Erdbeben makroseismischen Untersuchungen, insbesondere jenen seit dem Jahre 1873, in dem die richtungsweisende Arbeit des Geologen E. Suess über „Die Erdbeben Niederösterreichs" erschienen ist. – Obwohl man in der Makroseismik ohne seismische Instrumente arbeitet und lediglich die Erdbebenwirkungen an der Erdoberfläche an Hand einer Skala abschätzt, kann man heute schon allein mit ihrer Hilfe von einem Beben nicht nur das Epizentrum festlegen, sondern auch Rückschlüsse auf dessen Herdtiefe, seismische Energie und in günstigen Fällen sogar auf den Verlauf der aktiven Störungslinie (Herdlinie) ziehen.

In Österreich wird – wie in den meisten europäischen Ländern – zur Beurteilung der makroseismischen Bebenintensitäten die zwölfteilige Skala von Mercalli-Sieberg (= MS) bzw. die im Prinzip äquivalente, jedoch ausführlichere und modernere Skala von Medvedev-Sponheuer-Kárník (= MSK) verwendet (s. W. Sponheuer, 1965). Die nachstehende, kurze Charakteristik der europäischen makroseismischen Skala widerspiegelt den enormen Dynamik-Bereich tektonischer Beben.

Kurze Charakteristik der zwölfteiligen makroseismischen Skala

Intensität [°MSK]	Erdbebenwirkungen an der Erdoberfläche
$1° \leq I < 2°$	*Unmerklich.* Wird nur von Erdbebeninstrumenten registriert.
$2° \leq I < 3°$	*Kaum bemerkbar.* Wird nur von wenigen ruhenden Personen wahrgenommen.
$3° \leq I < 4°$	*Schwach bemerkbar.* Erschütterungen wie beim Vorbeifahren eines leichten Wagens. Fast nur in Gebäuden wahrnehmbar.
$4° \leq I < 5°$	*Allgemein bemerkbar.* Im Freien von wenigen, in Gebäuden von zahlreichen Personen wahrnehmbar. Schlafende erwachen vereinzelt. Geschirr und Fenster klirren.
$5° \leq I < 6°$	*Aufweckend.* Im Freien von vielen, in Gebäuden von allen wachen Personen wahrzunehmen. Viele Schlafende erwachen. Hängende Gegenstände pendeln, angelehnte Gegenstände können umfallen. Gelegentlich Haarrisse im Verputz.
$6° \leq I < 7°$	*Erschreckend.* Häufig Flucht von Hausbewohnern ins Freie. Möbel können von der Stelle gerückt werden. An wenigen Häusern solider Bauart entstehen leichte Schäden (Risse im Verputz), von schlecht gebauten oder schlecht erhaltenen Häusern können Dachziegel oder Schornsteinteile herabfallen.

*) Anschrift des Autors: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Hohe Warte, A-1190 Wien.

$7° \leq I < 8°$	*Schäden an Gebäuden.* Die meisten Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Einrichtungsgegenstände fallen um. Mäßige Schäden an zahlreichen Häusern solider Bauart (kleine Mauerrisse, größere Putzteile fallen ab, Dachpfannen gleiten ab, Risse an Schornsteinen, Schornsteinteile fallen herab). An schlecht gebauten oder schlecht erhaltenen Gebäuden häufig starke Beschädigungen (tiefe Mauerrisse, Abbruch von Schornsteinen), vereinzelt auch Zerstörungen (Spalten im Mauerwerk; die einzelnen Bauteile verlieren ihren Zusammenhang; Einsturz von Zwischenwänden).
$8° \leq I < 9°$	*Zerstörungen an Gebäuden.* Vielfach Panik. Selbst schwere Möbel werden verschoben und z. T. umgeworfen. An rund 25% der normal gebauten Häuser Zerstörungen (Giebelteile und Dachgesimse stürzen ein), vereinzelt Einsturz von Gebäuden, Kirchtürmen und Fabrikschornsteinen.
$9° \leq I < 10°$	*Allgemeiner Gebäudeschaden.* Allgemeine Panik. Schlecht gebaute Häuser stürzen häufig ein, andere Gebäude erleiden Zerstörungen oder starke Beschädigungen. Unterirdische Rohrleitungen werden z. T. zerbrochen.
$10° \leq I < 11°$	*Allgemeine Gebäudezerstörungen.* Viele Gebäude stürzen ein, die restlichen erleiden Zerstörungen. Bedenkliche Schäden an Dämmen und schwere Schäden an Brücken. Unterirdische Rohrleitungen werden zerrissen oder gestaucht, Eisenbahnschienen werden leicht verbogen. Im Boden bis zu 1 m breite Spalten; Lockerboden gleitet von den Hängen ab.
$11° \leq I < 12°$	*Katastrophe.* Durchwegs schwere Zerstörungen an Gebäuden, Brücken, Dämmen, Eisenbahnschienen und unterirdischen Rohrleitungen. Straßen werden unbrauchbar. Viele breite Risse und Spalten im Erdboden. Zahlreiche Erdrutsche und Felsstürze.
$12° = I$	*Landschaftsverändernde Katastrophe.* Hoch- und Tiefbauten werden vernichtet und die Erdoberfläche wird tiefgreifend umgestaltet. Bodenrisse mit großen horizontalen und vertikalen Verstellungen.

Erdbeben mit einer Epizentralintensität von mindestens 6,0° MSK bezeichnen wir als Starkbeben; nur Starkbeben können merkliche Schäden an normalen Gebäuden verursachen (Ausnahme: Resonanzschäden an schwingungsanfälligen Strukturen bei länger andauernder Fernwirkung energiereicher Beben). – Die Epizentralintensität I_o und die Größe des Schadensgebiets eines Starkbebens hängen wesentlich von der seismischen Energie E des Bebens sowie von der Herdtiefe h ab. Als instrumentelles (logarithmisches) Maß für die seismische Energie eines tektonischen Bebens wird weltweit die Erdbebenmagnitude M nach C. F. RICHTER (1958) verwendet –, in unserem Falle die Oberflächenwellen-Magnitude –, die man auch makroseismisch abschätzen kann. Zwischen der beim Beben abgestrahlten seismischen Energie E und der zugehörigen Oberflächenwellen-Magnitude M gilt nach B. GUTENBERG & C. F. RICHTER (1956) die Beziehung

$$\log_{10} (E/E_1) = 4{,}8 + 1{,}5\,M,$$

wenn E in Joule gemessen wird und E_1 = 1 Joule ist, bzw.

$$\log_{10} (E^*/E^*_1) = 1{,}5\,M - 1{,}756,$$

für $[E^*] = [\text{kWh}]$ und $E^*_1 = 1$ kWh.

Die Magnitude ostalpiner Beben mit dem Herd in der oberen Kruste kann nach den praktischen Erfahrungen des Verfassers hinreichend gut aus makroseismischen Daten mit Hilfe folgender semiempirischer Gleichungen abgeschätzt werden:

$$M = (2/3)\,I_o + (8/3)\,[\log_{10} (h/h_1) - 1] + 0{,}1,$$

mit I_o als Epizentralintensität in Grad MSK, h als makroseismischer Herdtiefe in km, h_1 = 1 km und

$$h = R_n/\sqrt{10^{\,(I_o - I_n)/2} - 1}, \quad \text{für } 0 < I_o - I_n \leq 4 \text{ ca.};$$

darin ist R_n der in Kilometern gemessene, mittlere Radius der Isoseiste für die Bebenintensität I_n (° MSK]. – Dazu ein Beispiel: Ein Erdbeben an der unteren Starkbebengrenze (I_o = 6,0° MSK) mit der häufigen Herdtiefe h = 10 km hat einen mittleren Fühlbarkeitsradius R_3 = 55 km, eine Magnitude M = 4,1 und eine seismische Energie $E^* = 25.10^3$ kWh ca. Bei Steigerung der Epizentralintensität um ein Grad auf I_o = 7,0° MSK und gleichbleibender Herdtiefe erhält man R_3 = 99 km, M = 4,77 und $E^* = 250.10^3$ kWh ca. – Wenn die Herdtiefe mit h = 5 km angenommen wird, dann gelten für I_o = 6,0° MSK die beträchtlich kleineren Werte R_3 = 28 km, M = 3,3, $E^* = 1{,}5.10^3$ kWh und für I_o = 7,0° MSK entsprechend R_3 = 50 km, M = 3,96 und $E^* = 15.10^3$ kWh ca.

Anmerkung: Die hier ausschließlich benützte, makroseismische Herdtiefe entspricht der Tiefe des Schwerpunkts der seismischen Energiequelle,

die mikroseismische Herdtiefe bezieht sich hingegen auf den Ausgangspunkt des Herdvorgangs.

Für Erdbeben mit dem Herd in der oberen Kruste und einer Magnitude $M \leqq 6{,}5$ kann auch die größte lineare Ausdehnung L der Herdfläche, die Herdlänge, näherungsweise berechnet sowie die Größenordnung der beim Beben an der Herdfläche erfolgten, mittleren Dislokation D (horizontal oder vertikal) abgeschätzt werden:

$$\log_{10}(L/L_1) = M/2 - 2,$$

mit L in km und $L_1 = 1$ km;

$$D \doteq 3.10^{-5} \cdot L,$$

d. h., die mittlere seismische Dislokation, ausgedrückt in Zentimetern, ist ungefähr gleich der dreifachen Maßzahl für die Herdlänge, gemessen in Kilometern. – Ein Beispiel: Aus $M = 6{,}0$ folgt $L = 10$ km und $D = 30$ cm ca.

4.2. Die Energieausbreitung ostalpiner Beben

Im theoretischen Idealfall eines punktförmigen Erdbeben-Hypozentrums in einem homogenen und isotropen Medium müßten bei einer richtungsunabhängigen Energieabstrahlung vom Bebenherd die Isoseisten (= Linien gleicher Bebenintensität) an der Erdoberfläche konzentrische Kreise um das punktförmige Epizentrum sein. Dieses Idealbild wird noch am ehesten bei Erdbeben mit sehr seichtem Herd ($h < 3$ km) und geringer Energie ($M < 3$) beobachtet, doch das Isoseistenbild eines jeden stärkeren Ostalpenbebens weicht davon in der Regel bedeutend ab. Dies ist eine Folge der Lage und endlichen Ausdehnung des Bebenherdes, des Herdvorgangs, der geologischen Struktur der Erdkruste sowie des seismotektonischen Spannungsfeldes.

Alle stärkeren Beben im Ostalpenraum weisen einen nord- bis nordwestwärts auskeilenden, sehr gestreckten Fühlbarkeitsbereich auf, dessen große Achse quer zum Streichen der Alpen verläuft. Man könnte die Schüttergebiete von solchen „Transversalbeben" in erster Näherung mit gestreckten Ellipsen vergleichen, deren große Achsen den Alpenzug queren und in deren südlichen Brennpunkten die Epizentren zu finden sind. Dieses Phänomen war schon im vorigen

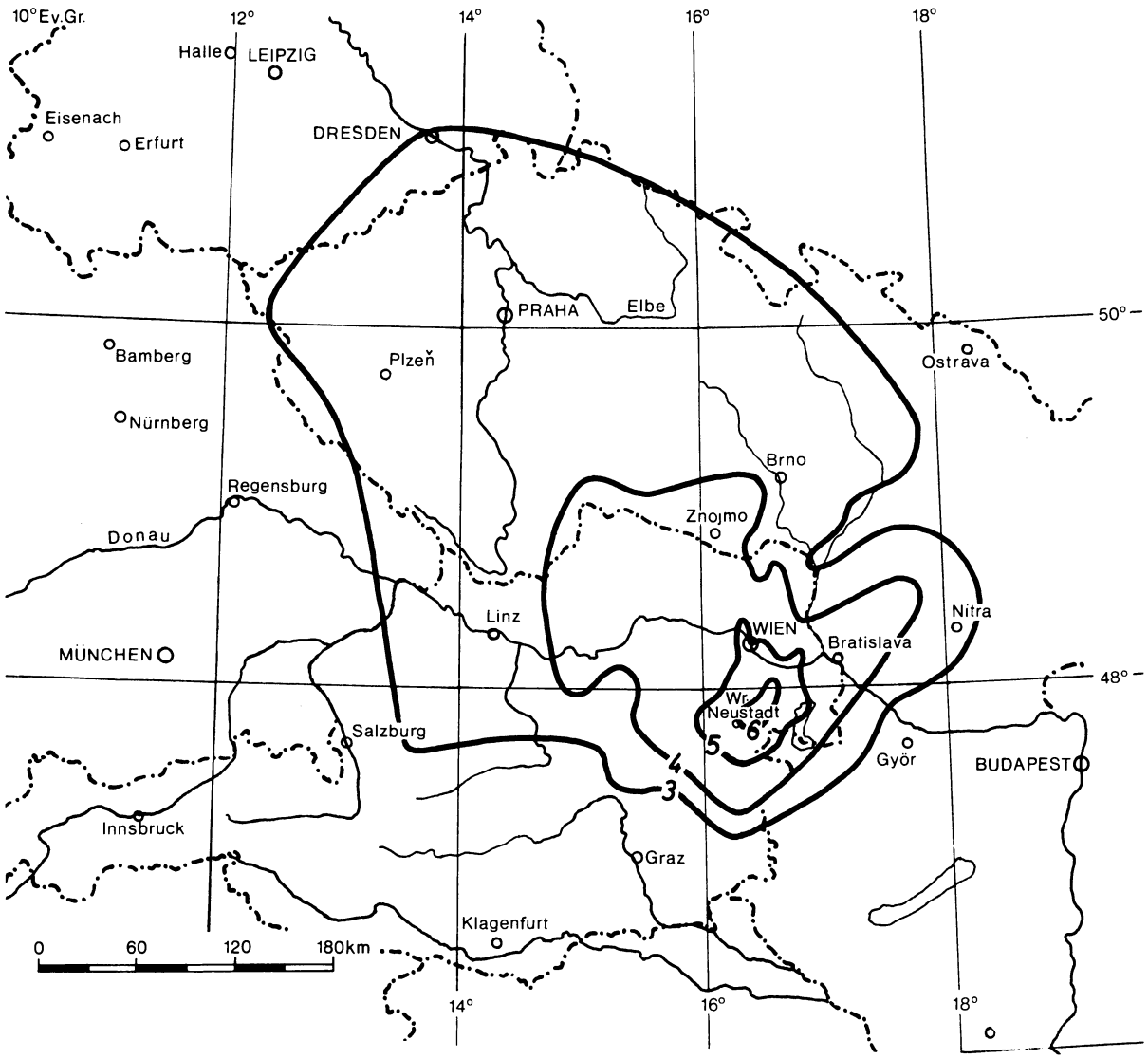


Abb. 138. Isoseistenbild des Ebenfurth-Hornsteiner Bebens vom 2. Dezember 1963 (nach Unterlagen des Erdbebendienstes)

Jahrhundert bekannt (E. SUESS, 1873) und wurde auch später wiederholt festgestellt (s. A. KOWATSCH, 1911; F. HERITSCH, 1918; F. KAUTSKY, 1924; G. GANGL, 1969; J. DRIMMEL & E. TRAPP, 1975). Weniger bekannt sein dürfte der Umstand, daß die herdnächste, das pleistoseismische Gebiet umschließende Isoseiste von Starkbeben ebenfalls gestreckt ist, und zwar in Richtung der Bruchfläche. Gute Beispiele für diese Ausbreitungsanomalien findet man im Neulengbacher (bzw. Eichgrabener) Beben vom 3. Januar 1873 (s. E. SUESS, 1873) und im Scheibbser Beben vom 17. Juli 1876 (s. A. KOWATSCH, 1911); aus jüngerer Zeit können das Ebenfurth-Hornsteiner Beben vom 2. Dezember 1963 (vgl. Abb. 138), das Mollner Beben vom 29. Januar 1967 (vgl. Abb. 139) sowie das Seebensteiner Beben vom 16. April 1972 (vgl. Abb. 140) als Beispiele dienen.

Während man die Richtung der großen Achse des pleistoseismischen Gebiets mit der Lage der aktiven Herdfläche eindeutig korrelieren kann, steht eine endgültige, allseits befriedigende Erklärung für die bevorzugte Energieausbreitung ostalpiner Starkbeben nach Nord bis Nordwest noch aus. – E. SUESS samt seiner und der nächsten Forschergeneration glaubten noch, daß die anomale Energieausbreitung der Ostalpenbeben an Störungen („Stoßlinien") gebunden sei, die die Alpen transversal durchsetzen. Spätere Deu-

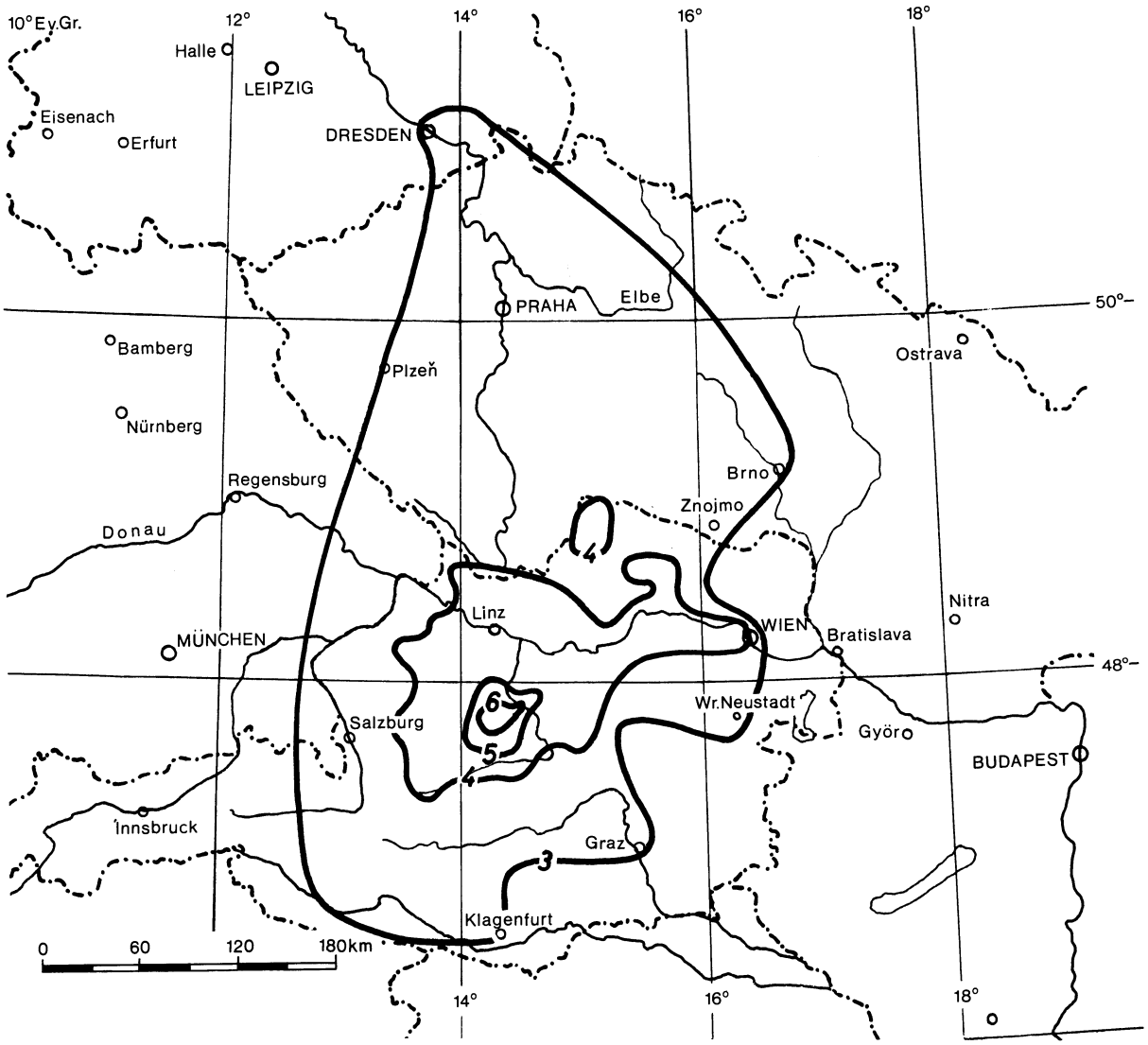


Abb. 139. Isoseistenbild des Mollner Bebens vom 29. Januar 1967 (nach J. DRIMMEL und E. TRAPP, 1975)

tungsversuche wurden unter Verwertung des von E. CLAR und W. SCHLAGER entworfenen Ostalpenprofils im Wechselabschnitt (s. E. CLAR, 1965) unternommen; einer davon ist der von G. GANGL (1969). Demnach kann die gute Ausbreitung der vom Alpenostrand ausgehenden Erdbebenwellen quer durch Böhmen durch ein Ansteigen der Diskontinuitäten innerhalb der Erdkruste sowie durch in Kanälen geführte Wellen erklärt werden. – In weiterer Folge wurde von J. DRIMMEL et al. (1972) ein modellseismisch gestützter Deutungsversuch durch die Annahme einer auskeilenden Zone verringerter Wellengeschwindigkeit innerhalb der oberen Kruste unternommen.

Nach unserem heutigen Wissen kann keiner der zitierten Erklärungsversuche als völlig befriedigend angesehen werden, weil die bei Ostalpenbeben (Transversalbeben) wiederholt konstatierte Ausbreitungsanomalie der seismischen Energie nunmehr auch bei den am Südalpenrand aufgetretenen, Friauler Starkbeben des Jahres 1976 in ausgeprägter Form beobachtet wurde. Die bevorzugte Energieausbreitung ostalpiner Beben nach Nord bis Nordwest dürfte somit nicht nur eine Folge der speziellen geologischen Schichtung und/oder eines Geschwindigkeitskanals sein, sondern auch durch eine anisotrope Energieabstrahlung vom Bebenherd sowie durch das regionale seismotektonische Spannungsfeld bedingt sein.

Die von E. SUESS (1873) im Kamptal festgestellte, übernormale Bebenintensität ist zweifellos eine Folge von übernormaler Energiezufuhr und von Resonanzschwingungen seichter Alluvionen, aber sicher nicht auf die Aktivität der vielzitierten SUESSschen „Kamplinie" zurückzuführen; s. auch J. DRIMMEL & G. DUMA (1974).

Eine weitere Ausbreitungsanomalie kann insbesondere bei Beben des Semmeringgebiets und des südlichen Wiener Beckens beobachtet werden: Trotz der sich nach Norden und Nordwesten bevorzugt ausbreitenden Bebenenergie gibt es im Bereich der Steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen eine Intensitäts-Schattenzone, die ausschließlich durch die geologische Schichtung in den obersten 5 km verursacht wird (Abb. 141). G. GANGL (1969) versucht eine Erklärung an Hand eines Modells mit zwei Schichten unterschiedlicher Absorption, das aber offenbar zu einfach ist, weil die Zone geringerer Bebenintensität zu weit nach Norden verschoben erscheint. – Die tatsächliche Ursache für die unternormalen Bebenintensitäten im Kalkalpenbereich bei Beben am Alpenostrand dürfte in der Schichtfolge Kalk über Kristallin zu suchen sein, weil die Kalkschicht höhere seismische Wellengeschwindigkeiten als das Kristallin aufweist und somit von südlichen Richtungen her auftauchende Raumwellen naher Beben vom Kalk nach unten gebrochen oder sogar total reflektiert werden können (s. G. DUMA, 1976).

4.3. Die zeitliche und räumliche Verteilung der wichtigsten Ostalpenbeben

Wie bereits in der Einleitung erwähnt wurde, sind zumindest die stärkeren Beben im ostalpinen Raum an bestimmte Zonen und Bereiche gebunden, die man mit Hilfe der verfügbaren Bebenstatistiken hinreichend genau abgrenzen kann (M. TOPERCZER & E. TRAPP, 1950, mit zahlreichen einschlägigen Zitaten; E. TRAPP, 1961, 1973; Jahrbücher der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Wien ab 1971; H. HOEFER, 1880; R. HOERNES, 1902; A. RÉTHLY, 1952; J. SCHORN, 1902; E. SUESS, 1873). Doch vorerst soll uns die Chronik der österreichischen Starkbeben für den Zeitraum 1201–1978 einen ersten Eindruck vom zeitlichen Ablauf und von der räumlichen Verteilung der Erdbebentätigkeit vermitteln.

Chronik der österreichischen Starkbeben für den Zeitraum 1201–1978

Die offizielle Starkbebenliste wurde hier unter Verwendung der makroseismischen MSK-Skala ergänzt und revidiert; die Herdtiefen und vielfach auch die Magnituden wurden makroseismisch abgeschätzt.
Herdtiefenklassen: 1: 1–3 km; 2: 4–7 km; 3: 8–12 km; 4: 13–20 km.

Datum	Epizentral-koordinaten		Epizentralgebiet	Bundes-land	I_o ° MSK	M	Herdtiefen-klasse
1201-05-04	47°1 N	14°2 E	bei Murau	Stmk.	9	6,0	3
1267-05-08	47°5	15°4	Kindberg	Stmk.	8	5,5	3
1348-01-25	46°6	13°8	Villach – Dobratsch	Ktn.	10	6,5	3
1468-02-?	?	?	?	N.Ö.	(8)	(5,2)	(3)
1571-11-01	47°3	11°4	Innsbruck	Tirol	7	4,6	3
1572-01-04	47°3	11°4	Innsbruck	Tirol	8	5,3	3
1590-06-29	(47°95	16°4)	(Ebreichsdorf)	N.Ö.	(6)	(4,2)	(3)
1590-09-15	48°2	15°9	bei Neulengbach	N.Ö.	9	6,0	3
1595-07-12	47°3	11°5	Hall i. T.	Tirol	6	3,5	2
1668-08-27	47°8	16°2	Wr. Neustadt	N.Ö.	7	4,8	3
1670-07-17	47°3	11°5	Hall i. T.	Tirol	8	5,3	3
1689-12-22	47°3	11°4	Innsbruck	Tirol	8	5,3	3
1690-12-04	46°6	13°8	Villach	Ktn.	9	6,2	3
1691-12-?	47°1	13°7	Mauterndorf	Sbg.	6,5	5,0	4
1706-03-28	47°3	11°4	Innsbruck	Tirol	6	3,5	2
1706-12-02	47°3	11°5	Hall i. T.	Tirol	6,5	3,8	2
1712-04-10	47°8	16°2	Wr. Neustadt	N.Ö.	7	4,8	3
1727-08-18	47°3	11°4	Innsbruck	Tirol	6,5	4,2	3
1734-01-06	48°0	16°2	Baden bei Wien	N.Ö.	6	3,8	3
1766-08-05	47°8	16°6	St. Margarethen	Bgld.	7	4,6	3
1766-08-16	47°8	16°6	St. Margarethen	Bgld.	7	4,6	3
1767-11-21	46°9	14°3	Straßburg	Ktn.	7	4,6	3
1768-02-27	47°8	16°2	Wr. Neustadt – Bad Fischau – Brunn	N.Ö.	8	5,5	3
1778-01-28	47°2	09°6	Feldkirch	Vlbg.	6	2,5	1
1794-02-06	47°4	15°1	Leoben	Stmk.	8	5,3	3
1794-05-12	47°3	11°4	Innsbruck	Tirol	6	3,5	2
1810-07-18	47°6	14°5	Admont	Stmk.	7	3,3	1
1811-10-04	47°6	15°6	Krieglach – Mürzzuschlag	Stmk.	6,5	4,3	3
1814-04-28	47°3	11°4	Innsbruck	Tirol	6	3,5	2
1820-07-17	47°35	11°7	Schwaz	Tirol	7	4,2	2
1825-02-21	46°8	14°4	St. Veit a. d. Glan	Ktn.	6	2,5	1
1826-05-15	47°6	14°5	Admont	Stmk.	6	2,5	1
1830-06-08	47°6	15°8	Semmering-Südseite	Stmk.	6,5	5,0	4
1830-06-26	47°4	15°1	Leoben	Stmk.	6,5	4,3	3
1830-08-11	46°5	14°3	Unterloibl – Ferlach	Ktn.	6	4,0	3
1837-03-14	47°6	15°7	Mürzzuschlag – Semmering	Stmk.	7	5,0	3
1841-07-13	47°8	16°2	Wr. Neustadt	N.Ö.	7	4,8	3
1847-08-30	47°5	15°4	Kindberg	Stmk.	6	4,0	3
1855-03-18	46°5	13°8	bei Villach	Ktn.	6	4,0	3
1857-03-07	46°6	14°0	Rosegg	Ktn.	6	4,0	3
1857-12-24	47°6	14°4	Admont – Aigen	Stmk.	6	2,5	1

Datum	Epizentral-koordinaten		Epizentralgebiet	Bundes-land	I_o ° MSK	M	Herdtiefen-klasse
1857-12-25	46°6	14°0	Rosegg	Ktn.	7	4,8	3
1859-04-28	47°4	11°8	Jenbach	Tirol	6	3,5	2
1862-01-25	46°5	14°4	Zell Pfarre	Ktn.	6	4,0	3
1862-05-27	46°75	12°4	Sillian	Osttir.	6,5	4,4	3
1865-01-21	47°5	12°0	Kundl	Tirol	6	3,5	2
1865-07-13	47°05	16°1	Fürstenfeld	Stmk.	6	3,3	2
1870-01-18	47°65	15°9	Schottwien – Göstritz am Semmering	N.Ö.	6	4,2	3
1872-08-08	47°3	11°4	Innsbruck	Tirol	6	3,5	2
1873-01-03	48°2	16°0	Eichgraben bei Neulengbach	N.Ö.	6,5	4,4	3
1876-07-17	48°0	15°2	Scheibbs	N.Ö.	7,5	5,1	3
1876-12-01	47°5	15°5	Mitterdorf i. M.	Stmk.	6	4,0	3
1877-12-28	47°1	14°4	Neumarkt	Stmk.	6	4,0	3
1879-01-11	46°5	14°6	Eisenkappel	Ktn.	6	4,0	3
1880-11-14	47°4	11°3	Scharnitz	Tirol	6	4,0	3
1881-11-05	46°9	13°5	Gmünd i. K.	Ktn.	6	4,2	3
1882-01-23	47°5	10°55	Vils – Schattwald	Tirol	6	4,0	3
1885-05-01	47°5	15°45	Kindberg	Stmk.	8	5,4	3
1885-08-26	47°5	15°5	Wartberg	Stmk.	6	3,9	3
1885-09-22	47°7	16°0	Pottschach	N.Ö.	6,5	4,4	3
1886-11-28	47°3	10°8	Nassereith	Tirol	7,5	5,2	3
1888-04-12	47°8	16°6	Siegendorf – St. Margarethen	Bgld.	7	4,6	3
1888-04-12	47°8	16°6	Siegendorf – St. M.	Bgld.	6,5	4,3	3
1897-02-20	47°3	11°4	Innsbruck	Tirol	6	3,0	2
1899-04-29	47°3	15°0	St. Stefan ob Leoben	Stmk.	6	3,2	2
1899-08-05	46°6	14°6	Eberndorf im Jauntal	Ktn.	6,5	4,2	3
1905-02-02	47°15	14°4	Scheifling	Stmk.	6	3,2	2
1905-02-24	47°3	11°7	Weerberg	Tirol	6	3,7	2
1907-03-22	47°6	14°5	Admont	Stmk.	6	4,2	3
1907-05-13	47°5	15°5	Kindberg – Krieglach	Stmk.	6,5	4,4	3
1908-02-19	47°95	16°7	Leithagebirge bei Breitenbrunn	Bgld.	6,75	4,8	3
1910-03-24	47°2	14°3	Oberwölz	Stmk.	6,5	4,0	2
1910-05-11	47°7	16°0	Sieding	N.Ö.	6,5	4,5	3
1910-07-13	47°3	10°9	Nassereith – Silz	Tirol	7	4,8	3
1911-04-24	47°2	10°3	Pettneu am Arlberg	Tirol	6	3,7	2
1912-01-22	47°3	15°3	Frohnleiten	Stmk.	6	3,6	2
1914-08-30	47°3	09°65	Götzis – Klaus	Vlbg.	6	3,3	2
1914-08-31	47°3	11°5	Hall – Salzberg	Tirol	6,5	3,4	2
1916-05-01	47°2	14°65	Judenburg	Stmk.	7	4,7	3
1920-12-22	47°6	16°0	Kirchberg am Wechsel	N.Ö.	6	4,1	3
1921-10-24	47°5	12°6	St. Ulrich a. P.	Tirol	6,5	3,0	1
1923-11-28	47°1	13°8	Tamsweg	Sbg.	6	4,8	4
1926-07-06	47°6	15°7	Mürzzuschlag	Stmk.	6,5	4,4	3
1926-09-28	47°7	16°0	Ternitz	N.Ö.	6,75	4,7	3
1927-07-25	47°5	15°5	Wartberg	Stmk.	7	5,1	4
1927-10-08	48°1	16°6	Schwadorf	N.Ö.	8	5,2	3
1930-05-18	47°5	13°4	St. Martin b. Hüttau	Sbg.	6	4,1	3
1930-10-08	47°35	10°7	Namlos	Tirol	7,5	5,3	3
1933-11-08	47°35	10°7	Namlos	Tirol	6,5	4,6	3
1934-09-04	47°4	11°8	Jenbach	Tirol	6,5	4,7	3
1936-10-03	47°1	14°7	Obdach	Stmk.	7,5	5,1	3
1938-11-08	47°95	16°4	Ebreichsdorf	N.Ö.	7	5,0	3
1939-09-18	47°8	15°9	Puchberg am Schnbg.	N.Ö.	7	5,0	3
1950-10-24	47°0	14°7	Obdacher Sattel – Reichenfels	Ktn.	6	4,1	3
1951-06-07	47°3	11°0	Mieminger Plateau	Tirol	6	3,3	2
1953-05-02	48°1	16°8	Regelsbrunn – Scharndorf	N.Ö.	6	4,1	3
1955-05-22	47°3	11°4	Innsbruck	Tirol	6,75	4,6	3
1958-01-13	47°6	15°7	Mürzzuschlag	Stmk.	6	2,3	1
1958-09-30	47°2	10°6	Lechtaler Alpen bei Landeck	Tirol	6,5	4,5	3
1959-02-17	48°45	15°6	Senftenberg	N.Ö.	6	3,5	2
1961-10-04	47°6	12°7	Loferer Steinberge	Sbg.	6	3,0	2
1963-12-02	47°85	16°4	Ebenfurth – Hornstein	Bgld.	6,5	4,5	3
1964-10-27	47°6	15°8	Semmering-Südseite	Stmk.	6,75	5,3	4
1965-07-09	47°3	11°4	Innsbruck	Tirol	6	3,5	2

Datum	Epizentral-koordinaten		Epizentralgebiet	Bundes-land	I_o ° MSK	M	Herdtiefen-klasse
1967-01-29	47°9	14°3	Molln – Breitenau	O.Ö.	6,75	4,6	3
1969-06-02	47°0	14°2	Metnitz	Ktn.	6	4,4	4
1970-05-10	47°2	09°6	Feldkirch	Vlbg.	6	2,5	1
1972-01-05	47°8	16°2	Wr. Neustadt	N.Ö.	6	4,1	3
1972-04-16	47°7	16°2	Seebenstein – Pitten	N.Ö.	7,75	5,3	3
1972-04-16	47°7	16°2	Seebenstein – Pitten	N.Ö.	6,5	4,0	2
1972-06-17	48°35	14°5	Pregarten	O.Ö.	6,75	3,6	2
1973-06-12	47°5	15°5	Mitterdorf i. M.	Stmk.	6,25	4,0	3
1973-12-12	47°05	14°1	Murau – Stadl – Flattnitz	Stmk.	6	4,5	4
1976-12-26	47°3	09°6	Meiningen	Vlbg.	6	2,2	1

Aus verständlichen Gründen kann diese Starkbebenchronik nicht vollständig sein, doch es darf angenommen werden, daß vor dem Jahre 1600 die seismischen Ereignisse mit einer Epizentralintensität von mindestens 8° MSK nahezu vollzählig erfaßt wurden und zwischen 1600 und 1895 jene mit $I_o \geq 7°$ MSK. Eine vollständige Liste autochthoner Beben kann selbst für die Zeit ab 1901 nur für $I_o \geq 5°$ MSK erwartet werden, weil in der Nacht auftretende Erdstöße mit $I_o < 5°$ MSK manchmal nicht wahrgenommen werden und die mikroseismischen Aufzeichnungen erst in den letzten Jahrzehnten den heutigen Erfordernissen gerecht werden.

Auf Grund makroseismischer Ergebnisse haben alle ostalpinen Starkbeben ihren Herd in der oberen Kruste und mehr als 90% in den obersten 12 km. In früheren Zeiten mikroseismisch bestimmte Herdtiefen österreichischer Beben von mehr als ca. 20 km sind unrealistisch, denn sie werden durch die erwiesene Existenz von Pb-Kopfwellen eindeutig widerlegt.

Nach der Bebenstatistik der Jahre 1876–1975 gilt für autochthone Erdbeben im 83.850 km² großen Bundesgebiet die auf 100 Jahre bezogene statistische Beziehung

$$\log_{10} N\,(I_o \geq I_*) = 6{,}23 - 0{,}737\, I_*,$$

für $5° \leq I_* \leq 8°$ MSK,

mit N als die in 100 Jahren in ganz Österreich auftretende Anzahl von Beben mit Epizentralintensitäten I_o größer oder gleich I_* [°MSK].

Da rasche Änderungen der seismischen Aktivität nicht wahrscheinlich sind, ist demnach auch weiterhin in Österreich durchschnittlich alle 46,3 Jahre ein Starkbeben mit einer Maximalintensität von mindestens 8,0° MSK und alle 8,5 Jahre ein Starkbeben mit $I_o \geq 7{,}0°$ MSK zu erwarten; die Starkbebengrenze ($I_o = 6{,}0°$ MSK) wird im Mittel alle 1,56 Jahre überschritten. – Je nach Intensität und Herdtiefe setzen solche Starkbeben sehr unterschiedliche Mengen seismischer Energie frei. So werden beispielsweise die seichten Bebenherde im Vorarlberger Rheintal trotz einer zugehörigen Maximalintensität von etwa 6° MSK den Magnitudenwert M = 3,0 bis 3,3 kaum überschreiten, während anderseits die extremen Starkbebenherde Villach, Murau und Neulengbach Maximalintensitäten von 9 bis 10° MSK und Magnituden von 6,0 bis 6,5 erreichen, also rund 30.000 mal mehr Energie abstrahlen. Die mittleren Extremwerte der österreichischen Starkbeben (z. B. im Mürztal, Wiener Becken sowie im Raume Innsbruck – Hall) liegen bei $I_o = 8°$ MSK und M = 5,2 bis 5,5.

Wenn man die Epizentren der wichtigsten österreichischen Beben kartenmäßig darstellt, dann fällt vor allem ihre besondere Häufung in einigen Zonen und Bereichen auf, die nur teilweise mit bekannten tektonischen Linien in oberflächennahen Schichten korrelieren (Abb. 142). Da tektonische Erdbeben innerhalb der Kruste überwiegend an bereits existenten Verwerfungen auftreten, kann allein ein genaues Studium der Erdbebengeographie zur Entdekkung bisher unbekannter Tiefenstörungen führen.

4.3.1. Erdbeben an der Mur-Mürz-Leitha-Linie

Das erste Ereignis unserer Starkbebenchronik ist das zerstörende Beben vom 4. Mai 1201, dessen Epizentrum nach R. Hoernes (1902) mit hoher Wahrscheinlichkeit im Raume Murau zu suchen ist. Für diese Ortsbestimmung spricht auch das am 12. Dezember 1973 bei Murau aufgetretene Starkbeben. – Das historische Murauer Beben soll nach den Salzburger Annalen (s. R. Hoer-

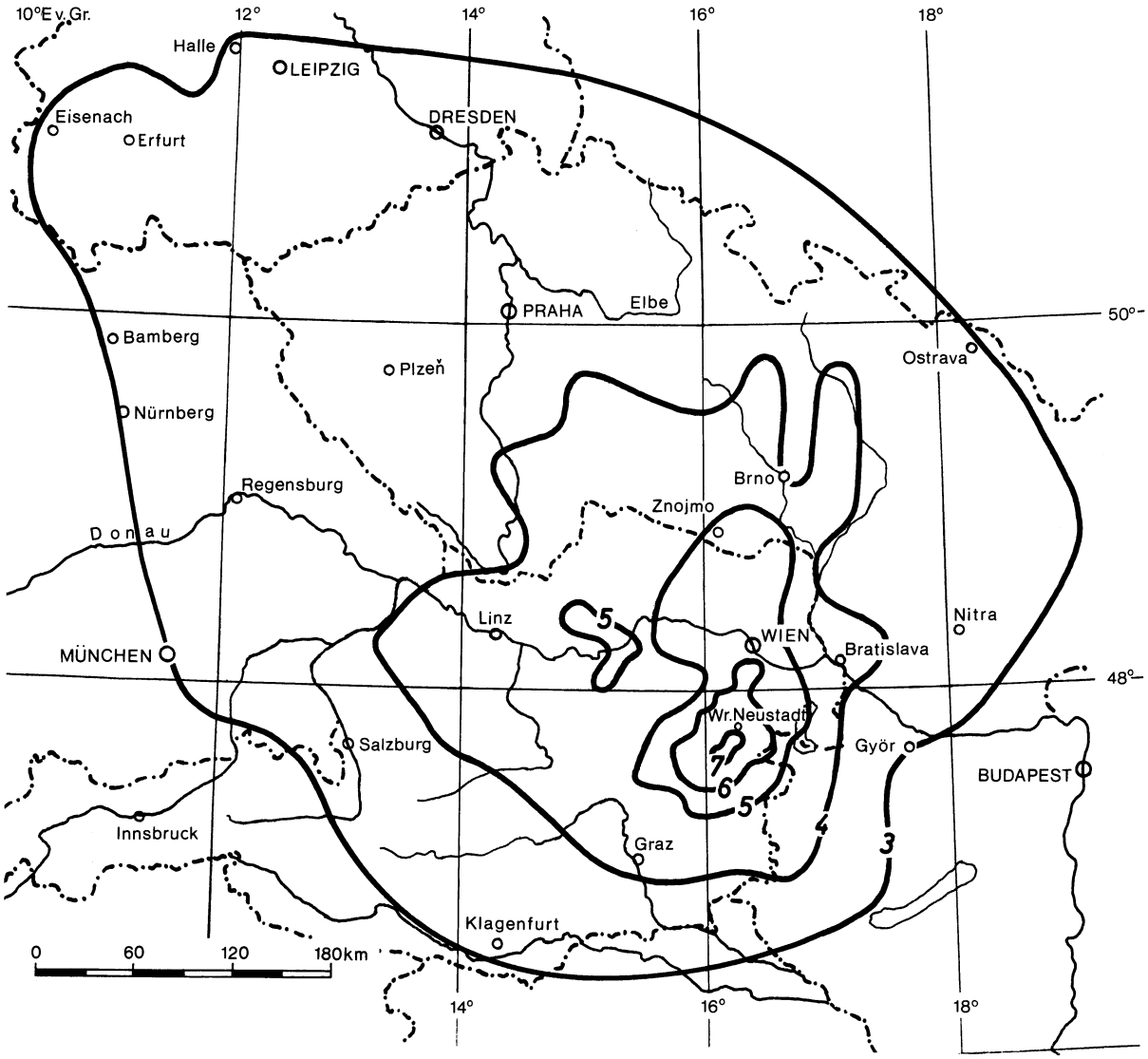


Abb. 140. Isoseistenbild des Seebensteiner Bebens vom 16. April 1972, 11.10 Uhr (nach Unterlagen des Erdbebendienstes)

NES, 1902) viele Kirchen und Städte zerstört sowie Menschen getötet haben. Im Lungau haben der Chronik zufolge die Menschen in der eineinhalbjährigen Nachbebenperiode aus Furcht in primitiven Behelfsquartieren gehaust.

Wie die Karte der österreichischen Erdbebengebiete (Abb. 142) zeigt, liegt der extreme Starkbebenherd Murau am Südwestrand einer nordostwärts streichenden, rund 30 ± 5 km breiten und innerhalb von Österreich 250 km langen Starkbebenzone, deren geradlinige Achse von Metnitz in Kärnten durch das obere Murtal, das Mürztal zum Semmering und von hier am Südostrand des Wiener Beckens, entlang der Leitha-Linie, bis zur Staatsgrenze bei Hainburg an der Donau verläuft. – Die Starkbeben dieser Zone mit vorherrschenden Herdtiefen zwischen 8 und 12 km (Semmering: bis 18 km) treten offenbar an einer ausgeprägten Tiefenstörung innerhalb der oberen Kruste auf, die wahrscheinlich eine Fortsetzung des u. a. am Westende des Karpatenbogens durch geophysikalische Tiefensondierungen festgestellten „peripieninischen Lineaments“ ist (s. A. ZÁTOPEK & B. BERÁNEK, 1975). Das peripieninische Lineament, ein kompliziertes System von Tiefenstörungen, ist in seinem karpatischen Teil die Kontaktzone zwischen der Böhmischen Masse und den westlichen Karpaten; es könnte im Ostalpenraum die Grenze zwischen den Alpen und dem pannonischen

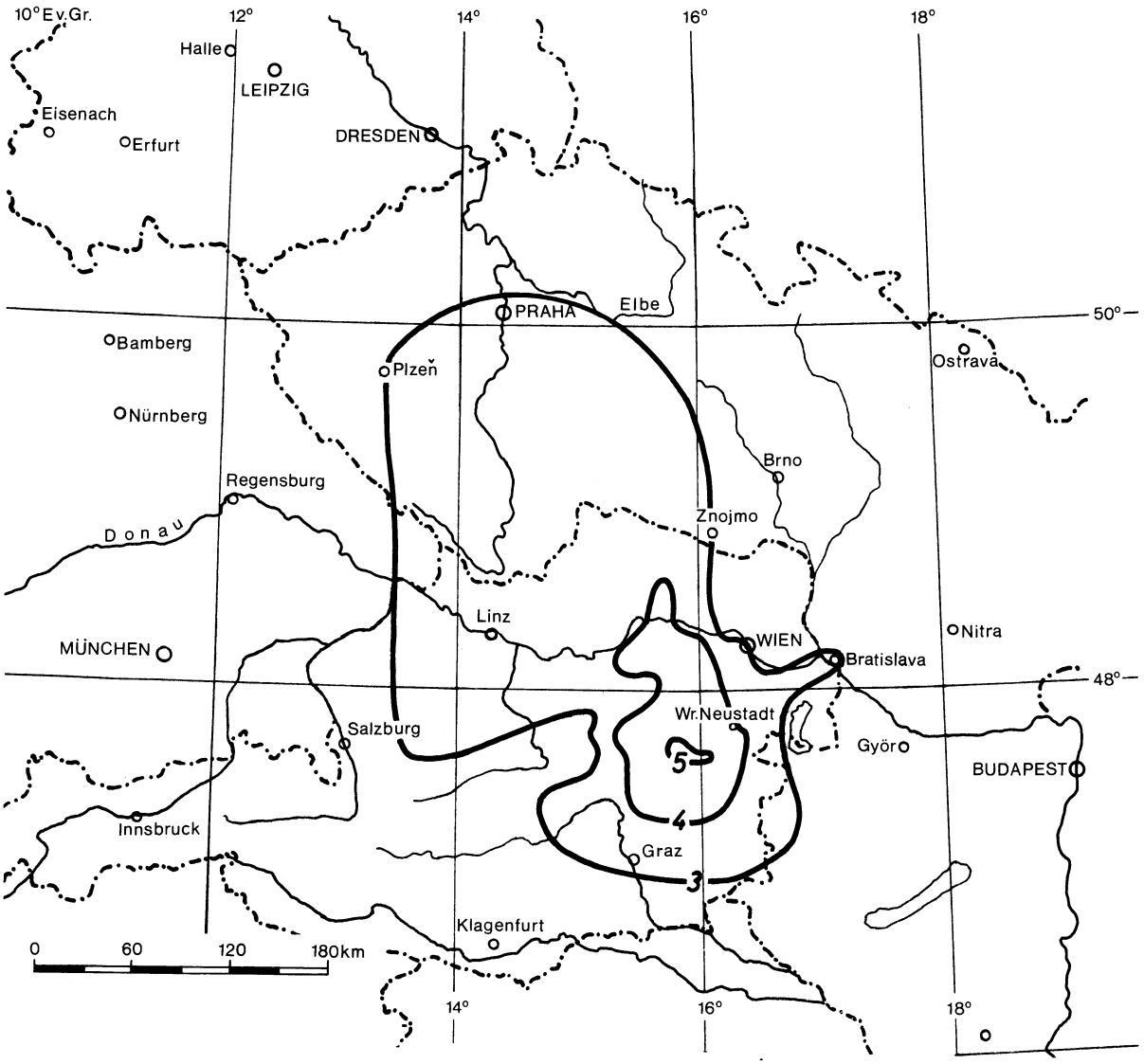


Abb. 141. Isoseistenbild des Semmering-Bebens vom 30. Juni 1964 (nach Unterlagen des Erdbebendienstes)

Block bilden (s. B. Beránek & A. Zátopek, 1975). Diese tschechischen Autoren glauben an eine Fortsetzung dieser Störungslinie über Villach, Tolmezzo und Belluno bis nach Verona, doch nach Meinung des Verfassers ist dies wegen des Fehlens einer seismisch aktiven Zone Metnitz – Villach (mit Knickstellen an den Enden) eher unwahrscheinlich, obwohl die Linie Villach – Tolmezzo – Belluno offenbar existiert.

Die Erdbebentätigkeit innerhalb der Erdbebenzone längs der Mur-Mürz-Leitha-Linie kann zahlenmäßig durch die statistische Beziehung

$$\log_{10} N(I_o \geq I_*) = 5{,}26 - 0{,}619\, I_*,$$

für $5° \leq I_* \leq 8°$ MSK,

dargestellt werden, in der N die im Zeitraum von 100 Jahren im untersuchten seismischen Quellgebiet auftretende Anzahl von Beben ist. – Demnach treten hier mehr als 50% aller österreichischen Starkbeben auf, und zwar durchschnittlich alle 49,2 Jahre zerstörende Beben ($I_o \geq 8°$ MSK), alle 11,8 Jahre Starkbeben mit Epizentralintensitäten von mindestens 7° MSK und schließlich alle 2,8 Jahre solche mit $I_o \leq 6°$ MSK.

Die Epizentrendichte von Starkbeben innerhalb dieser größten österreichischen Bebenzone weist beachtliche räumliche Schwankungen auf. Am Südwestrand der Zone kann man eine Epizentrenhäufung im Bereich Murau – Metnitz – Straßburg sowie im Bereich Neumarkt – Scheif-

ling – Oberwölz feststellen. Im Kreuzungsbereich der nordostwärts streichenden Zone und der von Südosten her einmündenden Lavanttal-Störung gibt es ebenfalls eine etwas überdurchschnittliche Starkbebentätigkeit. Weitere Maxima der seismischen Aktivität findet man bei Leoben und im Mürztal in den Abschnitten Kindberg – Krieglach sowie Mürzzuschlag. Ein aus dem normalen Rahmen fallender Häufungspunkt der Erdbebentätigkeit befindet sich im Semmeringgebiet: Die zwar nicht selten energiereichen Starkbeben mit zahlreichen Nachbeben haben bisher eine Intensität von 7° MSK hier nicht erreicht, während in Murau im Extremfall 9° MSK und in Leoben sowie Kindberg immerhin noch 8° MSK verzeichnet wurden. Die „intensitätsgebremsten" starken Semmeringbeben sind durch die für österreichische Verhältnisse eher ungewöhnlichen Herdtiefen von zumeist 16 bis 18 km zu erklären. Die zugehörigen Nachbeben haben ihren Ursprung auch in wesentlich geringeren Tiefen.

Wieder „normale" Herdtiefen von rund 10 km, bei extremen Epizentralintensitäten bis zu 8° MSK, sind im nächsten Starkbeben-Häufungsbereich um Wiener Neustadt zu finden. Die Nähe sowohl der Thermen- als auch der Leitha-Linie dürfte wohl der Grund für die auffallende Häufung schadenbringender Beben sein. – Nur 12 bis 15 km südsüdwestlich von Wr. Neustadt befindet sich der am 16. April 1972 besonders intensiv in Erscheinung getretene Starkbebenherd Seebenstein – Pitten. Die seismische Energie des Hauptbebens wurde – durch das Wiener Becken „kanalisiert" – bevorzugt in Richtung Wien geführt, wo insbesondere in Teilen der nordwestlichen Stadtbezirke durch die Resonanz von Quartärschichten bestimmter Mächtigkeit sekundäre Schadensmaxima (vorwiegend Schornsteinschäden) entstanden sind (s. J. Drimmel & G. Duma, 1974). – Die weiteren Starkbebenherde des Wiener Beckens häufen sich im Bereich zwischen Beckenmitte und Südostflanke des Tertiärbeckens, also der Leithalinie, aber kaum an der Thermenlinie. Eine markante, SW-NE-streichende Tiefenstörung ist auch im Raume Siegendorf – St. Margarethen vorhanden, an der es schon mehrmals zu Starkbeben (Doppelbeben) mit Maximalintensitäten von 7° MSK gekommen ist.

Das im nordöstlichen Viertel der Mur-Mürz-Leitha-Linie bisher intensivste und energiereichste Starkbeben ist in der Beckenmitte aufgetreten, und zwar am 8. Oktober 1927 bei Schwadorf. Der Schwadorfer Bebenherd ist wegen seiner Wien-Nähe für die Bundeshauptstadt von einiger Bedeutung; im Jahre 1927 gab es in Wien allerdings zumeist nur leichte Gebäudeschäden. – Der nordöstlichste Starkbebenherd Österreichs ist vorläufig jener von Regelsbrunn – Scharndorf. Eine Ausweitung der Starkbebentätigkeit bis zur Staatsgrenze südöstlich von Marchegg ist durchaus denkbar, weil dort neuerdings (Dezember 1974, Februar 1977) tektonische Erdbeben mit Epizentralintensitäten von 5,5° MSK die Bevölkerung beunruhigt haben. – Weitere Maxima der Starkbebentätigkeit findet man in den Kleinen Karpaten, in der fast geradlinigen Verlängerung der Leithalinie.

4.3.2. Erdbeben in Nordtirol

In Nordtirol gibt es seismische Quellgebiete mit einer bemerkenswert hohen Epizentrendichte mäßig starker bis sehr starker Beben. Ein volles Viertel aller österreichischen Starkbeben wird allein hier verzeichnet. Dies zeigt auch die vom Beobachtungsmaterial aus den Jahren 1876 bis 1975 hergeleitete logarithmische Bebenhäufigkeit des Bereichs:

$$\log_{10} N(I_o \geq I_*) = 5{,}49 - 0{,}716\, I_*,$$

für $5° \leq I_* \leq 7°$ MSK.

Die Anzahl autochthoner Beben bezieht sich wieder auf einen Zeitraum von 100 Jahren. – Starkbeben mit $I_o \geq 6°$ MSK sind somit durchschnittlich alle 6,4 Jahre und solche mit $I_o \geq 7°$ MSK alle 33 Jahre zu erwarten. Das Maximum der Epizentralintensitäten Nordtiroler Starkbeben liegt auf Grund der bisherigen Erfahrungen bei 8,0° MSK. Der mittlere Wiederholungszeitraum für Beben der intensivsten Kategorie errechnet sich zu 173 Jahren, wenn man die obere Intensitätsgrenze des verbürgten Geltungsbereichs unserer Formel ein wenig überschreitet.

Der zahlenmäßige Schwerpunkt der Nordtiroler und gleichzeitig auch gesamtösterreichischen Starkbebentätigkeit befindet sich im Raume Innsbruck – Hall, also nahe der Einmündung der Wipptalstörung in die seismische Inntalstörung. Die folgenschwersten, zerstörenden Beben mit Magnituden um 5,3 wurden in den Jahren 1571 und 1689 in Innsbruck sowie im Jahre 1670 in Hall verzeichnet, die insbesondere 1670 auch

Menschenopfer forderten. Von diesen Hauptbeben wurden jeweils mehrmonatige bis einjährige Nachbebenserien eingeleitet. – An den Bereich Innsbruck – Hall schließt sich im unteren Inntal bis in die Gegend um Kundl eine Starkbebenzone mit allmählich abnehmenden Maximalintensitäten an. Während die schwersten Beben Herdtiefen von zumeist 8 bis 10 km aufweisen, haben die Hypozentren der energieärmeren Starkbeben an der Inntalstörung (einschließlich Raum Innsbruck) ihren Sitz vorwiegend in Tiefen zwischen 4 und 6 km. Ein Teil der schwächeren und seichtesten Beben bei Hall wurde vermutlich auch durch den Salzbergbau und die hiedurch verursachten Spannungsumlagerungen ausgelöst.

Die Inntalstörung ist auch im Bereich Kundl – Kufstein seismisch aktiv, ohne daß aber die Epizentralintensitäten bisher 5° MSK überschritten haben. – Auch die Wipptalstörung, insbesondere in Brennernähe, weist eine Aktivität unter dem Starkbebenpegel auf.

Die weitere Starkbebentätigkeit Nordtirols tritt im wesentlichen an Tiefenstörungen unter den Lechtaler Alpen sowie dem Mieminger und Wettersteingebirge auf. Maximalintensitäten von 7,5 Grad bei Namlos und Nassereith – Silz sowie Magnituden von 5,2 bis 5,3 sind für die stärksten seismischen Ereignisse mit Herdtiefen nahe 12 km charakteristisch. Die Starkbebenherde in den Randzonen des zwischen Staatsgrenze im Norden und Nordwesten, Inn im Süden, Arlberg im Westen und Karwendelgebirge im Osten liegenden seismischen Quellgebiets entwickeln vorwiegend nur Intensitäten von 6° MSK.

Eine Sonderstellung nimmt der in der Starkbebenchronik ebenfalls aufscheinende Herd im Pillerseegebiet ein, denn er ist ein ausgesprochener Schwarmbebenherd, der in den Jahren 1921/22 durch zahlreiche, jedoch nachweislich nur energiearme Ereignisse in Erscheinung getreten ist. Sein Sitz ist innerhalb der obersten 3 km anzunehmen.

4.3.3. Starkbeben an der Periadriatischen Nahtzone (einschließlich Nebenstörungen)

An der Periadriatischen Naht ereignete sich das bisher schwerste mitteleuropäische Erdbeben, nämlich jenes vom 25. Januar 1348 im Raume Villach. Mit der Epizentralintensität 10° MSK und einer Magnitude um 6,5 ist es mit dem Friauler Beben vom 6. Mai 1976 vergleichbar, doch die Folgewirkungen des Villacher Bebens haben die in vielen Chroniken verzeichnete Katastrophe noch bedeutend vergrößert. Die gewaltigen Erdstöße haben die Häuser und Befestigungswerke der Stadt Villach zerrissen sowie einen riesigen Bergsturz von der Südwand des Dobratsch ausgelöst. Während Villach im Anschluß an das Erdbeben durch eine Feuersbrunst völlig vernichtet wurde, wurden durch den Bergsturz 17 Dörfer, 3 Schlösser und 9 Kirchen verschüttet und/oder von der durch die Felsmassen aufgestauten Gail überflutet. Die Menschenverluste wurden von den Chronisten unterschiedlich eingeschätzt, sie waren jedoch vermutlich von der Größenordnung 5000, also beträchtlich (s. H. HOEFER, 1880). – Auch vom Hang der Gerlitzen lösten sich während des Villacher Bebens große Gesteinsmassen, die in den Ossiacher See fielen und überdies die vorbeiführende Straße total verschütteten (s. W. GÖRLICH, 1948).

Am 4. Dezember 1690 wurde der Villacher Bebenherd abermals aktiv, ohne allerdings die extreme Intensität und Magnitude des 1348er Bebens zu erreichen. Mit I_o = 9° MSK und M = 6,2 ist es immerhin noch das zweitstärkste Erdbeben Österreichs. – Das am 18. März 1855 bei Villach neuerdings verzeichnete Starkbeben war mit I_o = 6° MSK und M = 4,0 vergleichsweise sehr schwach, es weist aber darauf hin, daß die seismische Unruhe, wenn auch mit relativ großen Ruhepausen, weiterhin andauert.

Die extreme Gefährlichkeit des Villacher Starkbebenherdes in ca. 10 km Tiefe ist wahrscheinlich eine Folge der unmittelbar benachbarten Kreuzung wichtiger Störungslinien. Einerseits zweigt bei Villach von der Periadriatischen Naht die Mölltallinie ab, und anderseits nimmt hier ein System von Tiefenstörungen seinen Ausgang, das entlang des Südostrandes der Südalpen bis Verona verläuft. Letzteres ist durch die Schwerpunkte der Seismizität bei Tolmezzo, Belluno und Verona gut erkennbar (M. CAPUTO & D. POSTPISCHL, 1976). Auch die Friauler Starkbeben des Jahres 1976 sind diesem Störungssystem zuzuordnen. – Besonders hingewiesen sei hier auf die Äquidistanz der auf einer geraden Linie liegenden Bebenherde bei Villach, Tolmezzo und Belluno; der mittlere Abstand benachbarter Zentren beträgt ca. 65 km.

Knapp 20 km östlich des potentiell gefährlich-

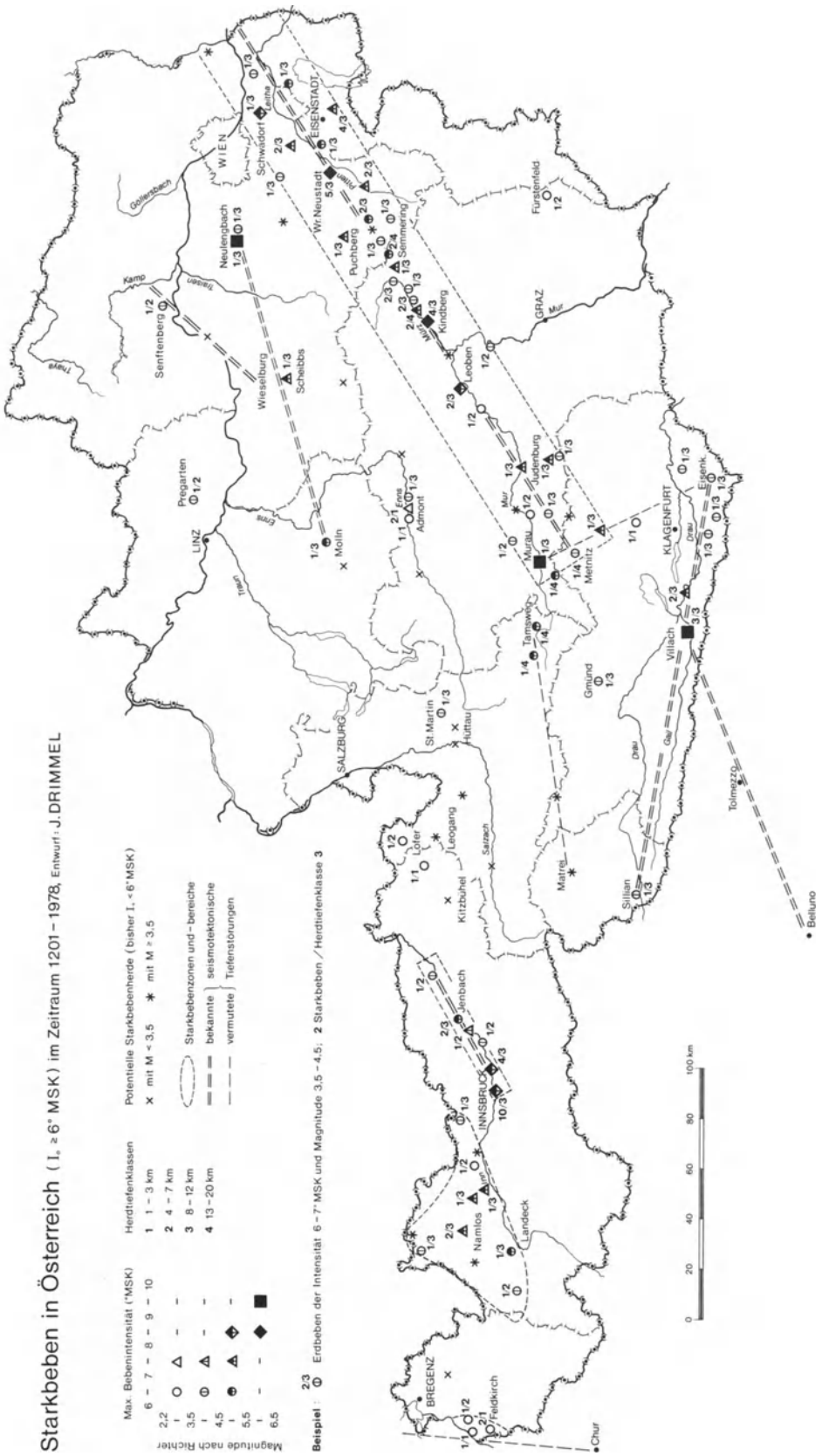


Abb. 142. Geographische Verteilung der wichtigsten österreichischen Erdbeben im Zeitraum 1201–1978, mit Angabe der maximalen Intensität, Magnitude, Herdtiefe und Häufigkeit

sten Bebenherdes bei Villach befindet sich der Starkbebenherd von Rosegg, von dem im Jahre 1857 zweimal starke Erdstöße ausgegangen sind und am Christtag sogar Wirkungen des Grades 7 MSK erreicht haben. – Die nächsten Starkbebenherde in der Nähe des Hauptlineaments wurden bei Zell Pfarre und Eisenkappel festgestellt; ihre seismische Energie konnte bisher nur leichte Gebäudeschäden verursachen.

Es ist denkbar, daß der Bebenherd von Eisenkappel nicht nur der Periadriatischen Nahtzone angehört, sondern auch der Endpunkt einer von Murau ausgehenden, durch die Starkbebenherde Metnitz, Straßburg, St. Veit a. d. Glan und Eberndorf im Jauntal markierten Störungslinie ist.

An der Periadriatischen Nahtzone westnordwestlich von Villach – an der Gailtalstörung – ist eine nennenswerte Seismizität erst etwa ab Kötschach-Mauthen festzustellen, mit einem mäßig starken Höhepunkt bei der Abzweigung der Drautalstörung vom Hauptlineament, also nahe Sillian und Kartitsch, wo am 27. Mai 1862 ein Starkbeben mit beachtlichen 6,5° MSK für einige Aufregung sorgte.

4.3.4. Starkbeben im überschobenen Teil der Böhmischen Masse

Während die meisten Starkbeben Österreichs in Erdbebenzonen größerer Ausdehnung auftreten, präsentieren sich uns einige bekannte Bebenherde am Nordrand der Ostalpen scheinbar isoliert und unabhängig von längeren Störungszonen. – Der wichtigste dieser Herde ist der extreme Starkbebenherd südlich von Neulengbach in Niederösterreich, der am 15. September 1590 eine riesige Menge an Schwingungsenergie plötzlich freisetzte. Im Epizentralbereich bei Sankt Christophen – Eichgraben wurde während dieses Bebens der Magnitude 6,0 der Intensitätsgrad 9 MSK erreicht, d. h., zahlreiche Bewohner dieser Gegend haben ihre Heimstätten verloren. Auch in Wien waren die Bebenwirkungen beachtlich, denn der in Resonanz geratene Turm der Michaelerkirche brach (wie bei einer Sollbruchstelle) bis zur Uhr ab, und der Einsturz einer Herberge in der Rotenturmstraße forderte neun Todesopfer. Der Stephansturm kam mit schweren Beschädigungen ohne Einsturz davon. Ein sekundäres Schadensgebiet gab es auch in Traiskirchen (vermutlich die Folge einer Resonanz von Quartärschichten; s. J. Drimmel & G. Duma, 1974), wo angeblich 30 Häuser einstürzten und mehrere Menschen getötet wurden. – Wie E. Suess (1873) berichtet, erzitterte die Erde bei Neulengbach noch durch viele Wochen nach den starken Stößen vom 15. und 16. September, d. h., dieser Herd dürfte in der Regel jeweils ein Hauptbeben mit einer entsprechend großen Nachbebenserie produzieren.

Das nächste Starkbeben im selben Herdgebiet ereignete sich am 3. Januar 1873, das von E. Suess (1873) eingehend makroseismisch untersucht wurde. Im Vergleich zum Beben des Jahres 1590 war es wohl relativ unbedeutend, doch mit seiner Epizentralintensität von 6,5° MSK und der ausgeprägten Anomalie der Energieausbreitung gab es Anlaß genug zu der erwähnten, für die Erdbebenforschung eminent bedeutsamen Untersuchung. Außer der bevorzugten Energieausbreitung nach Nordnordwest, die ihn zur Erfindung der Erdbebenlinien (Stoßlinien) inspirierte, fand E. Suess auch eine westsüdwest- und ostnordostwärts gerichtete Ausweitung der Grenze der heftigeren Erschütterung sowie der vertikalen Bewegungen, also eine charakteristische Isoseistendeformation, die man auch bei den anderen Starkbeben am Nordrand der Ostalpen feststellen kann. – Auf Grund der von E. Suess gesammelten makroseismischen Daten können wir mit Hilfe unseres heutigen Wissens eindeutig feststellen, daß der Neulengbacher Starkbebenherd seinen Sitz im Kristallin der Böhmischen Masse hat, und zwar in der Herdtiefenklasse 3 unserer Klassierung. Überdies können wir erkennen, daß die Herdlinie die Streichrichtung WSW – ENE aufweist.

Der nächste Starkbebenherd am nördlichen Alpenrand wurde bei Scheibbs in Niederösterreich lokalisiert. Dieser war bisher nur am 17. Juli 1876 schadenstiftend, jedoch entsprechend der beachtlichen Maximalintensität von 7,5° MSK und einer Richter-Magnitude 5,1. Nach V. Kárník (1971) sollen Fernwirkungen dieses Bebens sogar in Böhmen örtlich noch leichte Gebäudeschäden verursacht haben. – Eine spezielle makroseismische Untersuchung des Scheibbser Bebens stammt von A. Kowatsch (1911). Die von uns schon früher behandelten Ausbreitungsanomalien ostalpiner Beben werden in der Arbeit von A. Kowatsch klar herausgestellt und insbesondere auch eine für die Festlegung der Herdfläche wesentliche SW-NE-Orientierung der großen Achse des pleistoseismischen Gebiets. – Auch für den Scheibbser Herd können wir die Feststellung treffen, daß er sich in-

nerhalb der überschobenen Böhmischen Masse befinden muß.

Westsüdwestwärts fortschreitend, stoßen wir auf den Starkbebenherd Molln, der am 29. Januar 1967 den Epizentralbereich Molln-Breitenau mit nahezu 7° MSK erschütterte und eine der Magnitude 4,6 entsprechende Energie abstrahlte. – Das über das Mollner Starkbeben gesammelte Datenmaterial wurde von J. DRIMMEL & E. TRAPP (1975) makro- und mikroseismisch bearbeitet. Es zeigte sich dabei wieder eine bevorzugte Richtung der Energieausbreitung, diesmal nach Norden (Abb. 139), und eine dem Herdflächenverlauf entsprechende Deformation des pleistoseismischen Gebiets. Sowohl die makroseismische als auch die mikroseismische Herdtiefenbestimmung ergab eine Herdlage im Kristallin der Böhmischen Masse. Für das Mollner Beben konnte auch eine mikroseismische Herdflächenlösung gefunden werden. Ein Teilresultat ist der mit N 68°E festgestellte Verlauf der flach einfallenden B-Achse (= Schnittlinie zwischen Verschiebungsebene und Hilfsebene), der mit der Längsrichtung des pleistoseismischen Gebiets übereinstimmt.

Vergleicht man nun die drei Starkbebenherde bei Neulengbach, Scheibbs und Molln, dann findet man als gemeinsame Merkmale die Herdposition im Kristallin der Böhmischen Masse, eine etwa alpenparallele Herdlinie und eine ausgeprägte Ausbreitungsanomalie nach Nord bis Nordwest. Des weiteren kann man feststellen, daß die Herde eine geradlinige, äquidistante Anordnung haben (mittlerer Herdabstand 60 bis 65 km) und die Verbindungsgerade mit dem Verlauf der B-Achse des Mollner Bebens übereinstimmt. – Allein diese Merkmale sind gewichtige Hinweise auf eine genetische Verwandtschaft dieser drei Bebenherde. Ein weiteres Argument für die Annahme einer Zusammengehörigkeit der Starkbebenherde am Nordrand der Alpen liefern die Ergebnisse spannungsoptischer Versuche sowjetrussischer Erdbebenforscher (s. M. V. GZOVSKY et al., 1971), über die sich der Verfasser im Moskauer Institut für Physik der Erde persönlich informieren konnte: Bringt man in einen ursprünglich homogenen, unter hohem Druck stehenden Plexiglasquader mittels Laser eine Störung ein, dann wird an dieser Störung plötzlich Spannung abgebaut, und gleichzeitig bilden sich durch Spannungsumlagerungen neue, linear und äquidistant angeordnete Spannungszentren. – In unserem Falle tritt an die Stelle des Plexiglases das Kristallin der Böhmischen Masse, und die primäre Störung ist ein extremes Neulengbacher Beben (z. B. 1590). In diesem Zusammenhang erwähnenswert ist auch die Epizenterwanderung von Neulengbach nach Scheibbs und Molln sowie die wahrscheinlich nicht zufällige Intensitäts- und Magnitudenabnahme von Ost nach West.

Die vorstehenden Ausführungen rechtfertigen die Annahme der Existenz einer geradlinigen Tiefenstörung im Kristallin der Böhmischen Masse, die vom Raum südlich von Neulengbach ausgeht und westsüdwestwärts über Scheibbs nach Molln – Klaus verläuft. Im Osten wird sie durch eine von SSW nach NNE streichende Tiefenstörung und im Westen durch zwei bei Klaus sich kreuzende Störungen begrenzt.

Ebenfalls im überschobenen, südwärts abtauchenden Kristallin zu suchen sind die seismischen Quellgebiete im Bereiche Leoganger und Loferer Steinberge – Saalachtal – Südrand des Steinernen Meeres (J. DRIMMEL, 1975, 1978). Die Kleinbebenherde dieses Gebiets äußern sich durch Stöße mit Epizentralintensitäten von maximal 6° MSK; die Starkbebengrenze wurde allerdings vorerst nur einmal erreicht.

Ein weiteres isoliertes Kleinbebengebiet mit Herden im überschobenen Kristallin befindet sich im Raume St. Martin – Hüttau – Bischofshofen – Werfen im Lande Salzburg. Die Energieentfaltung dieser Herde reichte bisher nur zu maximalen Epizentralintensitäten von 5,5 bis 6,0° MSK.

4.3.5. Seismische Quellgebiete im außeralpinen Kristallin

Die wesentlichste seismische Aktivität im außeralpinen Kristallin der Böhmischen Masse ist an bekannte Verwerfungen bzw. Transversalstörungen gebunden. – Am stärksten ist bisher das seismische Quellgebiet im Raume Pregarten – Hagenberg – Wartberg in Erscheinung getreten, in früheren Zeiten auch einschließlich Gallneukirchener Becken (s. H. COMMENDA, 1934). Das explosionsartige Starkbeben vom 17. Juni 1972 bei Pregarten ist mit einer Epizentralintensität von 6,75° MSK das bisher heftigste Erdbeben im außeralpinen Kristallin der Böhmischen Masse. Es war dies, wie man aus mikroseismischen Registrierungen schließen kann, eine rechtsdrehende Seitenverschiebung an einer NW-SE streichenden Bruchfläche. Während die Herdtiefe des Hauptbebens ca. 4 bis 5 km betrug, ereignete sich das Gros der zahlreichen auch aku-

stisch gut wahrnehmbaren Nachbeben im seichtesten Herdtiefenbereich von 1 bis 3 km. – Ähnlich, jedoch sicher weniger intensiv, dürfte es während einer Bebenserie in den Jahren 1899/1900 zugegangen sein.

Eine seismisch zwar nicht sehr bedeutsame, aber von bekannten geologischen Störungen ausgehende Bebenaktivität läßt sich in einem schmalen Bereich nachweisen, dessen Südostgrenze die als linksdrehende Seitenverschiebung wirkende Diendorfer Störung mit ihrem Abschnitt Wieselburg-Ost – Melk – Aggsbach Dorf – Krems – Langenlois bildet (s. O. SCHERMANN 1966, sowie H. FIGDOR & A. E. SCHEIDEGGER, 1977). Die seismisch aktivere Nordwestgrenze – ein zur Diendorfer Störung paralleler Bruch – verläuft von Wieselburg über Kleinpöchlarn und Spitz nach Senftenberg und von hier weiter bis zum Kamptal. An diesem Störungssystem ereignete sich vorläufig nur ein Starkbeben mit geringen Schadenswirkungen (1959-02-17, I_o = 6° MSK), dessen Hypozentrum etwa 6 km unter Senftenberg festgestellt wurde. Potentielle Starkbebenherde desselben Systems befinden sich bei Aggsbach und Spitz, die vorderhand noch mit Maximalintensitäten um 5° MSK in Erscheinung treten. – Im nordöstlichen Teil der Diendorfer Störung können offenbar wegen aseismischer Kriechvorgänge keine größeren Spannungen akkumuliert und damit auch keine Erdbeben generiert werden.

4.3.6. Bebenherde in den Niederen und Hohen Tauern

Starkbeben mit relativ großer Schütterfläche und flacher Intensitätsverteilung wurden bereits zweimal im Lungau festgestellt. Die makroseismische Epizentrumsbestimmung gestaltet sich bei solchen Beben im dünn besiedelten Gebirgsland etwas schwierig, weshalb sie mit mehr Unsicherheit behaftet ist. – Das erste und stärkere der beiden Beben war schon im Dezember 1691, dessen Epizentrum bei Mauterndorf vermutet wird. Das zweite, am 28. November 1923 registrierte Ereignis hat sein Epizentrum bei Tamsweg.

Epizentralintensitäten von 6,5 und 6° MSK sowie Magnituden von 5,0 und 4,8 sind für Österreich nicht ungewöhnlich, wohl aber die Herdtiefen dieser Starkbeben, die nahe 20 km liegen. – Ähnliche Herdtiefen wurden auch für einzelne Beben geringerer Energie und Intensität festgestellt, deren Epizentren in den Hohen Tauern, im Gebiet des Hohen Sonnblicks, also etwa im Zentralbereich der „Gebirgswurzel" zu suchen sind. Es ist wahrscheinlich, daß die Starkbeben am Rande der Niederen Tauern und die schwächeren Ereignisse unter den Hohen Tauern ein und derselben Tiefenstörung angehören.

4.3.7. Intensive Kleinbebenherde in Vorarlberg

In Vorarlberg konzentriert sich die autochthone Erdbebentätigkeit im 8 km-Abschnitt Feldkirch – Götzis im Rheintal. Es handelt sich hier durchwegs um die Aktivität seichter Herde bis zu 3 oder 4 km Tiefe, die verhältnismäßig wenig Schwingungsenergie freisetzen, aber doch Maximalintensitäten um 6° MSK erreichen. Die kurzen, explosionsartigen Stöße treten mitunter in Serien auf, insbesondere im Raume Feldkirch (z. B. 1778).

Stärkere Beben in der unmittelbaren Nachbarschaft treten jenseits der Staatsgrenze auf, vermutlich an einer Tiefenstörung, die von Chur bis zum Bodensee, etwa parallel zum Rheintal verläuft. Schwerpunkte der Seismizität befinden sich bei Chur, nahe Buchs – Sennwald und im Bodenseegebiet in Verlängerung der Verbindungsgeraden Chur – Buchs (s. E. WANNER, 1933).

Einzelne heftige Erdstöße unter der Starkbebengrenze gibt es gelegentlich auch im Bereich Arlberg – Klostertal sowie im Bregenzerwald (Bezau).

4.3.8. Habituelle Stoßgebiete zwischen Ennstal und Steyrtal

Im Bereich zwischen Ennstal und Steyrtal liegt der Schwerpunkt der intensiveren Erdbebentätigkeit eindeutig bei Admont, wenn man vom Starkbebenherd Molln absieht, der offenbar

einem anderen Störungsregime angehört (s. 4.3.2.). Es sind hier im 19. und 20. Jahrhundert insgesamt vier Starkbeben aufgetreten, von denen nur das letzte (1907-03-22) und energiereichste der Herdtiefenklasse 3 zuzuordnen ist, während die übrigen extrem seichte Herde haben. – Durchwegs schwächere, aber recht zahlreiche Beben mit seichtem Herd werden im Ennstal-Abschnitt Aigen – Liezen verzeichnet. Weitere Häufungsstellen von sehr seichten Lokalbeben mit Maximalintensitäten von zumeist 5 bis 5,5° MSK findet man im Gebiet Spital am Pyhrn – Windischgarsten, bei Hinterstoder sowie Klaus – Steyrling und Molln (ohne den tieferen Starkbebenherd). – Bei allen diesen Beben hat man es mit kurzdauernden Stößen geringer Energie zu tun, die sich zumeist explosionsartig akustisch bemerkbar machen.

4.3.9. Bemerkenswerte Bebenherde abseits der behandelten Störungszonen

Außerhalb der bereits behandelten Bebenzonen und abseits vermuteter Störungslinien größerer Ausdehnung sind uns noch bemerkenswerte Herde bekannt, die nun der Vollständigkeit halber erwähnt werden sollen.

Der wichtigste Herd, der am 5. November 1881 ein Starkbeben und seither noch mehrere schwächere Stöße produzierte, befindet sich im Abschnitt Gmünd – Eisentratten des Liesertals. Über das Starkbeben, dessen Herdtiefe rund 10 km beträgt, liegt eine makroseismische Untersuchung von R. CANAVAL (1882) vor.

Ein weiterer, jedoch seichterer und weniger gefährlicher Starkbebenherd befindet sich bei Fürstenfeld in der Steiermark. Dieser nur einmal mit I_o = 6° MSK in Erscheinung getretene Herd verursacht laut F. KAUTSKY (1924) häufig Lokalbeben.

Im Wienerwald gab es am frühen Morgen des 1. Januar 1931 ein Erdbeben der Herdtiefenklasse 3, mit I_o = 5,5° MSK und M = 3,8, dessen Epizentrum bei Weißenbach an der Triesting festgestellt wurde. Eine makroseismische Bearbeitung dieses verbreitet gut wahrgenommenen Bebens wurde von J. N. DÖRR (1931) durchgeführt.

4.4. Seismische Herdvorgänge und das seismotektonische Spannungsfeld

Insbesondere seit der Verdichtung des mikroseismischen Beobachtungsnetzes nach dem Zweiten Weltkrieg ist es bei stärkeren Ostalpenbeben möglich, u. a. auch den seismischen Herdvorgang zu studieren. Allein durch eine entsprechende Projektion der rund um das Epizentrum gemessenen ersten Bodenbewegung auf eine den Bebenherd umschließende „Herdkugel" gewinnt man die Möglichkeit, zwei aufeinander normal stehende Ebenen im Herdbereich eindeutig zu konstruieren, von denen eine die Herdfläche ist. Überdies erhält man so auch die Richtung der seismotektonischen Hauptspannungen. Die Unterscheidung von Herdfläche und Hilfsfläche gelingt entweder durch eine zusätzliche Bestimmung der S-Wellen-Abstrahlungscharakteristik oder, wie in den meisten Fällen, mit Hilfe der Form des pleistoseismischen Gebiets (s. 4.2.).

Bei den Starkbeben des Wiener Beckens dominiert nach den bisherigen Erfahrungen die linksdrehende Seitenverschiebung entlang einer steil einfallenden, SW-NE- bis SSW-NNE-streichenden Herdfläche, d. h., der südöstliche Block verschiebt sich während des Herdvorgangs relativ zum anderen Block nordostwärts. Vertikale Verstellungen sind bei den Hauptbeben von untergeordneter Bedeutung (s. G. GANGL, 1975). Dazu eine Anmerkung: Anders als G. GANGL deutet der Verfasser auf Grund der Form der 7°-Isoseiste des Seebensteiner Hauptbebens vom 16. April 1972 die von SSW nach NNE streichende Fläche als Bruchfläche). – Die gleichen Aussagen wie für die Beben des Wr. Beckens dürften auch für die Starkbeben des Mur- und Mürztals zutreffend sein.

Die bisher untersuchten, überdurchschnittlich tiefen Beben (bezogen auf österreichische Verhältnisse) des Semmeringgebiets lassen sich in das Schema der Beben des Wiener Beckens nicht einordnen, weil sie entweder rechtsdrehende Seitenverschiebungen entlang einer N-S-orientierten Herdfläche oder linksdrehende Seitenverschiebungen entlang einer E-W-streichenden Bruchfläche sind (s. G. GANGL, 1975). Es ist durchaus wahrscheinlich, daß seichtere Beben im Semmeringgebiet dem Typus der Beben im Wiener Becken entsprechen.

Die Starkbeben im überschobenen Teil der Böhmischen Masse haben nach Ansicht des Verfassers auf Grund der im Abschnitt 4.3.2. ausführlich beschriebenen Ähnlichkeiten gleichartige Herdvorgänge. Für den Herd Molln erscheint eine Auf- oder Abschiebung entlang einer ungefähr vertikalen, parallel zum Streichen der Alpen verlaufenden Bruchfläche als wahrscheinlich, bei der die südliche Scholle gehoben und die nördliche relativ dazu abgesenkt wurde (s. J. DRIMMEL & E. TRAPP, 1975). – Nach R. GUTDEUTSCH & K. ARIC (1976) ist auch der Herdvorgang des Namloser Bebens vom 8. Oktober 1930 mit SW-NE-streichender B-Achse ähnlich wie der des Mollner Bebens zu interpretieren.

Anders präsentiert sich das Bild im außeralpinen Kristallin der Böhmischen Masse. Nach den nicht im erwünschten Umfang vorhandenen Meßwerten des Starkbebens vom 17. Juni 1972 bei Pregarten schließt der Verfasser bei diesem Beben auf eine mit hoher Wahrscheinlichkeit rechtsdrehende Seitenverschiebung an einer steil einfallenden, genau NW-SE-streichenden Bruchfläche, die zur bekannten Verwerfung bei Pregarten parallel ist.

Über diese Einzelergebnisse hinausgehend ist das Resultat einer umfassenden Bearbeitung des mikroseismischen Beobachtungsmaterials im Hinblick auf den Gewinn von Herdflächenlösungen sowie einer Übersicht über das seismotektonische Spannungsfeld in der Balkanregion, die von A. R. RITSEMA (1974) durchgeführt wurde. Im Untersuchungsgebiet ist auch der Ostalpenraum enthalten, weshalb wir die entsprechenden Teilresultate übernehmen können. – Die Kombinationslösung für den Ostalpenraum führt entweder auf eine P-Achse um die mittlere Richtung N165°E, 15° und eine steil einfallende T-Achse oder auf eine Quadrantenlösung, in der die P-Achse der Druckspannungsquadranten die mittlere Orientierung N5°E und die T-Achse der Zugspannungsquadranten eine solche von N 95° E aufweist. In beiden Fällen ist die im Mittel N-S-orientierte Druckspannung die Hauptursache für die Entstehung von Erdbeben im Ostalpenraum. – Mit diesen Aussagen völlig konsistent ist auch die jüngst von G. MÜLLER (1976) für das große Friauler Beben vom 6. Mai 1976 gefundene Lösung.

Zur Illustration ist in Abb. 143 der regionale Spannungsbeanspruchungsplan für den Ostalpenraum nach A. R. RITSEMA (1974) wiedergegeben. Darin zeigt sich eine generell normal auf den Alpenbogen gerichtete Druckspannung und eine in Streichrichtung der Alpen wirkende Zugspannung bzw. minimale Druckspannung.

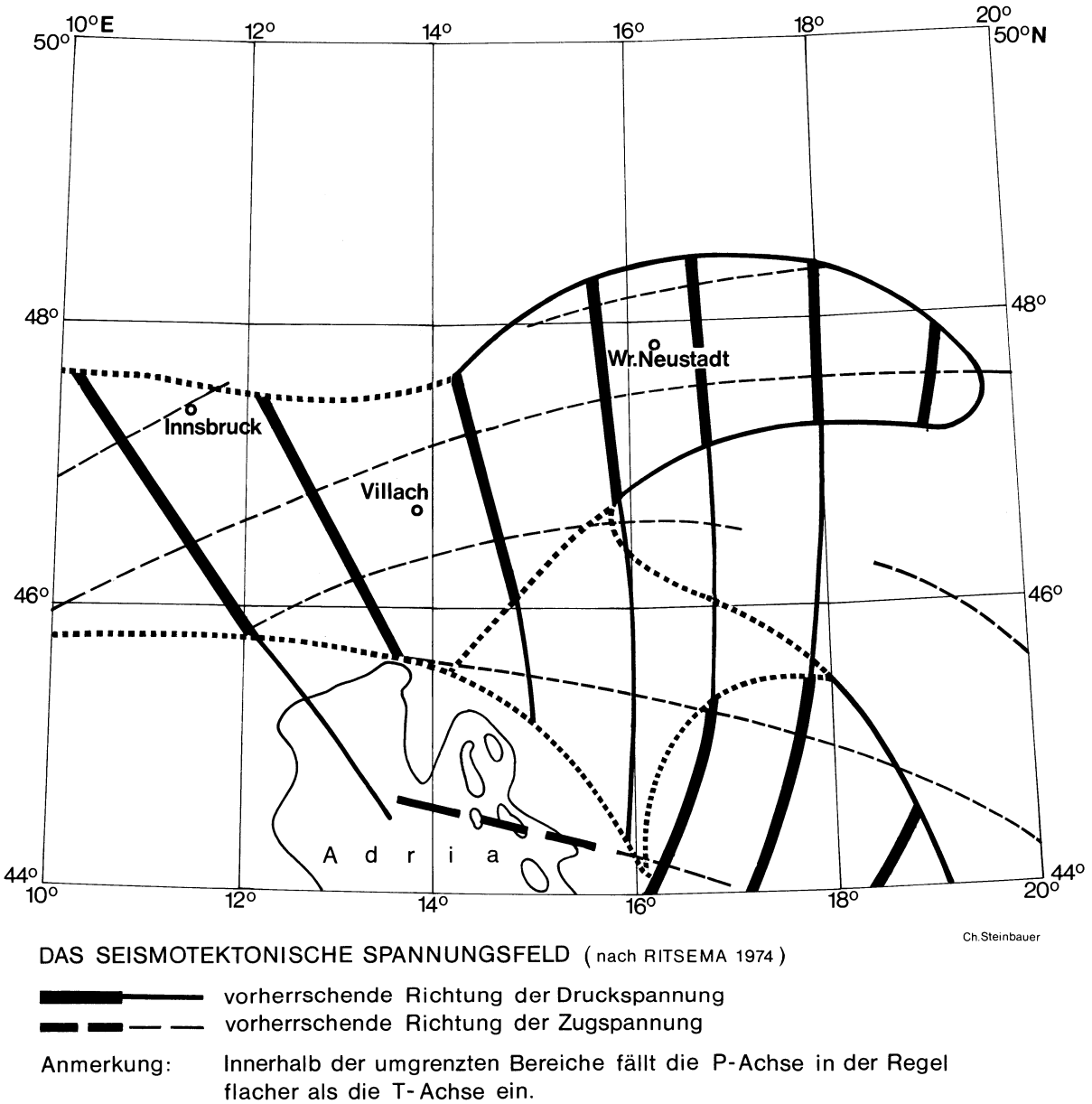


Abb. 143. Das seismotektonische Spannungsfeld im Ostalpenraum (nach A. R. RITSEMA, 1974)

Schlußwort

Eine noch ausführlichere Darstellung der Erdbebentätigkeit im Ostalpenraum würde den Rahmen dieses Beitrags sprengen. Einzelheiten, insbesondere auch über lokale Erdbeben, sind vor allem den mit großer Sorgfalt erstellten Bebenkatalogen von M. TOPERCZER & E. TRAPP (1950) sowie E. TRAPP (1961 und 1973) zu entnehmen, ohne die der vorstehende Beitrag kaum zustande gekommen wäre. Aktuellere Informationen über österreichische Erdbeben sind in den Jahrbüchern der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien sowie in der Publikationsreihe „Mitteilungen der Erdbebenkommission" der Österreichischen Akademie der Wissenschaften zu finden.

Literatur: BERÁNEK B. & ZÁTOPEK A. 1975; CANAVAL R. 1882; CAPUTO M. & POSTPISCHL D. 1976; CLAR E. 1965; COMMENDA H. 1934; DÖRR J. N. 1931; DRIMMEL J. 1975, 1978; DRIMMEL J. & DUMA G. 1974; DRIMMEL J., GANGL

G. et al. 1972; DRIMMEL J. & TRAPP E. 1975; DUMA G. 1976; FIGDOR H. & SCHEIDEGGER A. E. 1977; GANGL G. 1969; 1975; GÖRLICH W. 1948; GUTDEUTSCH R. & ARIC K. 1976; GUTENBERG B. & RICHTER C. F. 1956; GZOVSKY M. V., GRIGORIEV A. S. et al. 1971; HERITSCH F. 1918; HOEFER H. 1880; HOERNES R. 1902; Jahrbücher d. Z.-A. f. Meteorologie u. Geodyn. ff.; KÁRNÍK V. 1971; KAUTSKY F. 1924; KOWATSCH A. 1911; MÜLLER G. 1976; RÉTHLY A. 1952; RICHTER C. F. 1958; RITSEMA A. R. 1974; SCHERMANN O. 1966; SCHORN J. 1902; SPONHEUER W. 1965; SUESS E. 1873; TOPERCZER M. & TRAPP E. 1950; TRAPP E. 1961, 1973; WANNER E. 1933; ZÁTOPEK A. & BERÁNEK B. 1975.

5. *Angewandte Geologie*

5.1. Mineralische Rohstoffe und Energieträger

5.1.1. Erze

Von Herwig Holzer*)

Mit den Abbildungen 144 bis 146

5.1.1.1. Überblick

Von den vielen Hunderten von Erzvorkommen, welche fast ausschließlich im alpinen Anteil Österreichs liegen und die in der Vergangenheit reichen Bergsegen brachten, werden heute nur wenige Lagerstätten abgebaut. 1976 standen sieben Erzbergbaue in Betrieb, die mit 1,7 Mrd S 10% des Gesamt-Produktionswertes des inländischen Bergbaues erbrachten.

Hielt man ursprünglich die Platznahme der alpinen Erze für einen mehr oder minder einheitlichen Vorgang in kretazisch-tertiärer Zeit, so überwiegt heute die Ansicht einer überwiegend sedimentären, zeit- und schichtgebundenen Bildung in variszischer und vor-variszischer Zeit.

In Summe aber wird man die alpinen Mineral-lager als Produkte einer polyzyklischen Entwicklung zu betrachten haben, wobei die einzelnen Lagerstättengruppen den verschiedenen Phasen der Baugeschichte zugeordnet werden können.

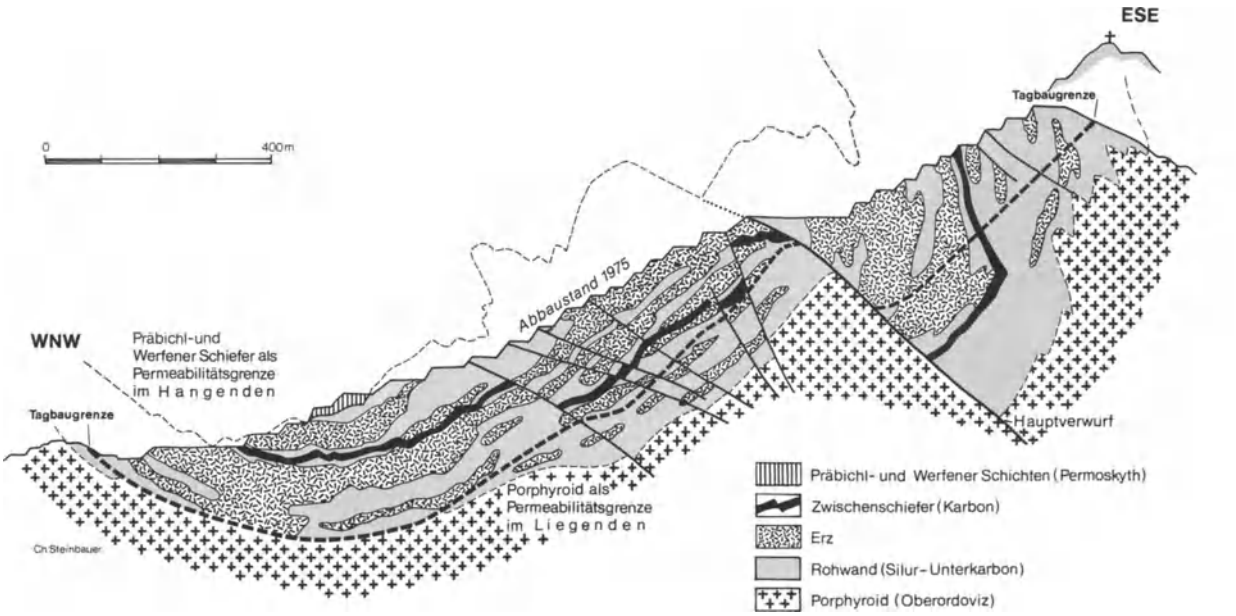


Abb. 144. Geologisches Profil durch den Steirischen Erzberg. Nach VOEST-ALPINE, ergänzt durch Friedrich Thalmann

5.1.1.2. Erze in der Böhmischen Masse

Der österreichische Anteil des außeralpinen Grundgebirges ist überaus arm an Erzen.

Magnetitführende Skarne (z. B. Kottaun bei Geras, Arzberg bei Spitz), limonitische Verwitterungsbildungen kiesreicher Graphitschiefer und Limonitkonkretionen in auflagernden Sedimenten sind gelegentlich abgebaut worden. Bleiglanz-Spuren in Marmoren (bei Drosendorf) und in granitischen Gesteinen (Lauterbach) gaben Anlaß zu unbedeutenden Schürfen.

5.1.1.3. Molasse, inneralpines Tertiär, Helvetikum, Flysch und Klippenzonen

Diese Baueinheiten sind praktisch erzleer, sieht man von vereinzelten und unbedeutenden sedimentären Hämatit- bis Limonitvorkommen im Eozän südlich von Dornbirn in Vorarlberg (Bad

*) Anschrift des Autors: Institut für Geologie und Lagerstättenlehre der Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben.

Haslach) und im Helvetikum nördlich Salzburg (in Fortsetzung bayerischer Vorkommen) ab.

5.1.1.4. Erze im Ostalpin, in den inliegenden penninischen Fenstern sowie im südalpin-dinarischen Körper

Eisenerz

Die zahlreichen Eisenerzvorkommen der Ostalpen lassen sich in folgende Typen gliedern:

- Schichtige Hämatit-Magnetiterze bis Magnetitquarzite in Metasedimenten, z. B. Plankogel und Pöllau, Steiermark, Metnitz und Rottrasten bei Reichenau, Kärnten.
- Dichte Hämatit(-Jaspis)-Erze, z. B. Heubergraben bei Mixnitz, Steiermark.
- Schlierige Magnetiterze in Diabas, z. B. Platte bei Graz.
- Limonitische Füllungen von Karsthohlräumen, Sphärosiderite, Bohnerze, eisenreiche Lateritbildungen, z. B. Lichtensteiner Berg bei Kraubath, Steiermark, Kleinzell, Niederösterreich.
- Siderit-(Ankerit-, Breunnerit)-Erze.

Eine Kette von Sideritvorkommen liegt in der östlichen Grauwackenzone zwischen Semmering und Liezen; die Vererzungen greifen teilweise in die Basis der Kalkalpen ein (z. B. Gollrader Bucht; Werfen, Salzburg). Weiter westlich setzen weitere Vorkommen dieser Art im Raum des Mandlingpasses ein und sind bis in den Bereich von Kitzbühel zu verfolgen. Siderit-Vorkommen kennt man auch aus den Quarzphylliten bei Schwaz und Landeck (Tirol).

Von den zahlreichen Sideritvorkommen der Nordalpen steht heute nur mehr die Großlagerstätte des Steirischen Erzberges (mit dem Nebenbetrieb Radmer) in Abbau (Abb. 144, 145).

Er galt lange Zeit als Beispiel einer metasomatisch-hydrothermalen Spatlagerstätte alpidischen Alters, da die Karbonatvererzung von keinerlei alpidischer Metamorphose überprägt wurde und die Vererzung stellenweise die Triasbasis erfaßt hat. Auch kleine Vorkommen Siderit-vererzter Triaskalke innerhalb der Kalkalpen wurden zur indirekten Altersbestimmung des Erzberges herangezogen. Gegenwärtig wird eine variszische, vulkanisch-exhalative Platznahme zur Zeit der Diagenese der Gesteine mit weitgehender Remobilisation und Rekristallisation in alpidischer Zeit diskutiert.

Das Eisenerzer Erz hält 30–33% Fe, 1,5–2% Mn, 7% CaO, 3–4% SiO_2 und etwas MgO und Al_2O_3. Die Jahresproduktion beträgt rund 3,8 Mio t, davon 80% aus dem Tagbau, der Rest aus Grubenbauen. Die Erzreserven betragen rund 30 Mio. t sichere und 175 Mio. t wahrscheinliche Vorräte.

Auch im Metamorphikum der Zentralalpen sind zahlreiche Eisenkarbonatvorkommen bekannt: Der „südliche" Eisenspatzug beginnt im Raum Innerkrems und streicht über Turrach–Friesach in den Raum von Hüttenberg (Kärnten) und Pack. Der bereits in keltischer Zeit beschürfte „Hüttenberger Erzberg" wurde 1978 eingestellt. Etwa 60 kleinere Erzkörper in der Größenordnung von einigen 1000 bis 100 000 t waren im Abbau; noch gewinnbare Vorräte sind beschränkt vorhanden. Die Hüttenberger Lagerstätten wurden als epigenetische, hydrothermale-metasomatische Bildungen angesehen. Neben Siderit, Pyrit, Quarz und Baryt wurden zahlreiche Minerale wie Löllingit, Cu-, Ag-, Ni-, Co-, Sb-, As-Sulfide, Oxide, Karbonate, Sulfate, Phosphate und Silikate beschrieben.

Der Eisenglimmerbergbau Waldenstein (Kärnten) baut geringe Mengen hochwertigen Hämatits ab, der zu Rostschutzfarben verarbeitet wird. Das Waldensteiner Vorkommen wird genetisch dem Hüttenberger Erzzug zugeordnet. Eine Anzahl von Eisenspatvorkommen liegen in den Südalpen beiderseits des Lesach- und Gailtales in Quarzphylliten und im Paläozoikum der Gailtaler Alpen. Sie erreichten keine wirtschaftliche Bedeutung.

Manganerz

Abbauwürdige Lagerstätten sind in Österreich nicht bekannt.

Kleine Vorkommen hochwertiger Manganerze in paläozoischen Kalken der Veitsch (Steiermark) wurden Ende des vorigen Jahrhunderts abgebaut, nennenswerte Vorräte liegen nicht mehr vor. Klüfte und Karsthohlräume in paläozoischen Kalken des Poludnig bei Hermagor (Kärnten) enthalten oxidische und hydroxidische Manganerze, die früher in geringem Umfang genutzt wurden. Auch die Manganerzvorkommen östlich von Schlaining (Burgenland), bei Völkermarkt (Kärnten) und Mixnitz (Steiermark) sind unbedeutend. In den Nördlichen Kalkalpen wurden früher Eisen-Manganerze bzw. Mangan-Eisenerze bei Bad Aussee, nördlich von Windischgarsten und bei Altaussee in geringem Umfang beschürft. Vorkommen oxidischer und silikatischer Manganerze im Metamorphikum der südlichen Radstätter Tauern und Nordost von Kals (Osttirol) scheinen nur geringe Ausdehnung zu haben.

Manganhältige Kieselkalke (Manganschiefer) sind von verschiedenen Lokalitäten der Nördlichen Kalkalpen (z. B. Lechtaler Alpen, Tennengebirge) beschrieben worden. Sie haben Mn-Gehalte zwischen 12 und 22% und stellen eine potentielle Manganreserve für die Zukunft dar (geschätzter Mn-Inhalt 5–6 Mio. t).

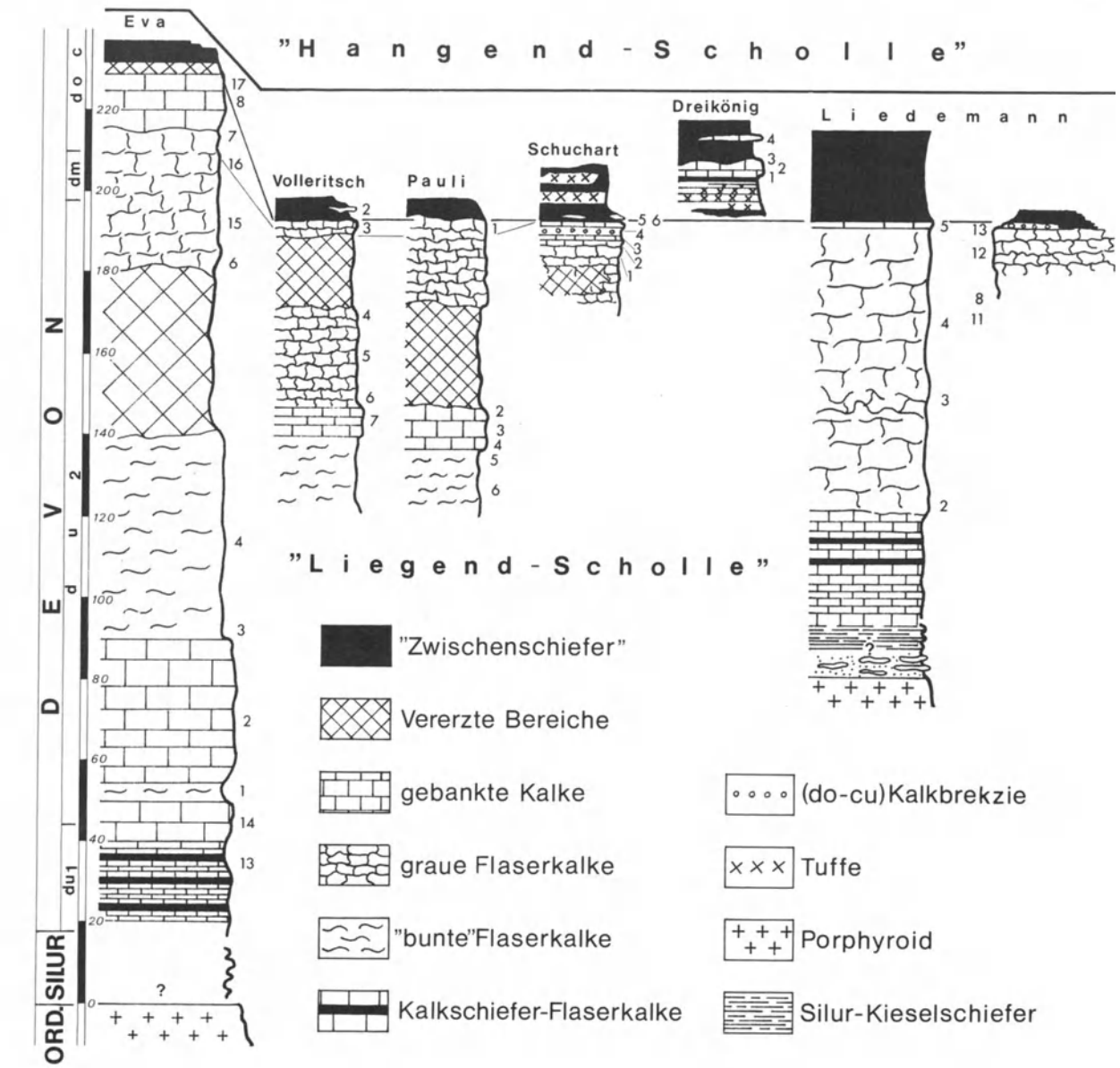


Abb. 145. Die Ordoviz- bis Karbonschichtfolge am Steirischen Erzberg („bunte" Flaserkalke = Sauberger Kalk), aus H. P. SCHÖNLAUB (1979), Zahlen: Probenpunkte für Conodonten

Der Mangangehalt der inländischen Siderite (1,5–2%) geht im Hüttenprozeß nur teilweise in das Roheisen (wünschenswerter Mn-Gehalt im LD-Verfahren 0,8–1,3%), der Rest in die Schlacke.

Chromerz

Chromit wurde bis zum 1. Weltkrieg im Raum Kraubath (Steiermark) aus serpentinisierten Ultrabasiten in geringen Mengen gefördert. Unbedeutende Schurfarbeiten auf Chromit im Serpentin des Hochgrössen (Steiermark) blieben ohne Erfolg.

Molybdänerz

Wirtschaftlich interessante Vorkommen sind nicht bekannt. In früheren Zeiten wurden die auf kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten beibrechenden Gelbbleierze (Wulfenit) mitgewonnen (Raum Nassereith, Tirol; Bleiberg, Hochobir, Kärnten). Die an vergreiste Aplitgänge im Zentralgneis der Alpeiner Scharte (südlich Olperer, Tirol) geknüpften Molybdänglanzvorkommen wurden zwischen 1939 und 1945 ohne Erfolg untersucht. Die Erze der Scheelitlagerstätte Mittersill enthalten geringe Mengen Molybdän, das als Beiprodukt gewonnen werden kann.

Neuerdings sind Mo-Gehalte von 0,05–0,02% in disseminierten Kupfererzen in Ignimbriten des Montafon (H. ANGERER, J. G. HADITSCH et al., 1976) bekannt geworden.

Nickel-Kobalterz

Nickel-Kobaltminerale sind aus verschiedenen ostalpinen Lagerstätten beschrieben worden (z. B. Hüttenberg-Lölling, Kärnten) und wurden im vorigen Jahrhundert in den Schladminger Tauern (Zinkwand – Vöttern) und am Nöckelberg (westlich Saalfelden) abgebaut. Nickelminerale sind auch als Begleiter alpiner Kieslagerstätten (z. B. Mitterberg, Salzburg) bekannt, doch ist die geringfügige inländische Nickelgewinnung mit der Schließung des letztgenannten Bergbaus 1977 zu Ende gegangen (1974 wurden 325 t Nickelsulfat bei der Verhüttung der Mitterberger Erze erzeugt). Ultrabasische Gesteine der Alpen und der Böhmischen Masse enthalten zwischen 0,2 und 0,35% Ni.

Wolframerz

Scheeliterze wurden zwischen 1957 und 1971 im Magnesitbergbau Tux (Tirol) gefördert. Die Scheelitvererzung trat im Grenzbereich von Karbonat und Phylliten, als Nester in Karbonatgestein sowie als Imprägnation in Schiefern auf. Der Bergbau wurde 1976 eingestellt. Wolframerze kennt man ferner in der Ankogelgruppe (Scheelit an Salbändern von Quarzgängen), bei Badgastein (in Granosyenitgneis) sowie im heimgesagten Goldbergbau Schellgaden (westlich Katschbergpaß).

Von großer Bedeutung ist die vor wenigen Jahren entdeckte Scheelitlagerstätte Mittersill. Die Vererzung ist an altpaläozoische Hornblendeschiefer, Prasinite, Albitgneise, Hornblendite und Quarzite der Schieferhülle gebunden und wird als synsedimentäre, schichtgebundene Bildung in Zusammenhang mit einem altpaläozoischen, basischen Vulkanismus gedeutet (R. HÖLL, 1969, 1975). Die unregelmäßig begrenzten Erzkörper tauchen mit 25–30° nach NW und haben etwa 40–50 m Breite bei 100–150 m Länge. Die Vorräte betragen rund 2,5 Mio. t mit durchschnittlich 0,7% WO_3. Nach der Aufbereitung der Erze im Felbertal werden die Konzentrate in der Wolframhütte Bergla zu Wolfram-Metallpulver und Wolfram-Karbidpulver verarbeitet. Weitere Scheelitvorkommen wurden u. a. südlich Schladming (Steiermark), bei Sillian (Osttirol) und im Kleinarltal (Salzburg) gefunden.

Kupfererz

Kupfer wurde in Österreich seit prähistorischen Zeiten gewonnen. Die zahlreichen ostalpinen Kupfervorkommen liegen in fast allen metamorphen Baueinheiten der Zentralalpen: im Penninikum, im Unter-, Mittel- und Oberostalpin, aber auch in permischen Sedimenten bzw. Vulkaniten der Nord- und Südalpen.

Die überwiegende Anzahl der Vorkommen ist in der nördlichen Grauwackenzone zu finden. Ein Schwerpunkt der Vererzung ist der Abschnitt zwischen Schwaz und Brixlegg bzw. Rattenberg, wo hauptsächlich silberreiche Fahlerze vorherrschen (mit Antimonit, Kupferkies, Bleiglanz, Pyrit und Auripigment), Baryt und Quarz als Gangart. Sie wurden als gangförmige Vererzungen in unter- bis mitteldevonischen Dolomiten beschrieben. Im Abschnitt von Kitzbühel tritt in altpaläozoischen Phylliten zu Fahlerz bereits Kupferkies (mit etwas Pyrit, Linneit, Millerit, Pyrargyrit, Hämatit u. a.) auf. Quarz, Dolomit und Eisenkarbonate sind die Gangart. Im Bereich von Mühlbach am Hochkönig dominiert Kupferkies, begleitet von Pyrit, etwas Fahlerz, Hämatit, Arsenkies, Maucherit, Pentlandit und Spuren von Ni-Co-Sb-Arseniden. Gangart sind Quarz und Karbonate.

Von den über 200 ostalpinen Kupfervorkommen standen zwischen den Weltkriegen noch fünf Lagerstätten in Abbau. 1977 erfolgte die Schließung des letzten Bergbaus, Mitterberg (Salzburg), wo die Länge des Erzganges 11 km, die Mächtigkeit 0,2–4 m und die bauwürdige Teufenerstreckung 460–520 m betragen (Abb. 146).

Der Mitterberger Kupferkieshauptgang schneidet altpaläozoische Grauwackenphyllite („graue Serie"), die ?oberkarbon-permische „violette Serie" (schwach metamorphe Schiefer, Quarzite und Siltsteine) und keilt in der ?oberpermischen „grünen Serie" (graugrüne Tonschiefer und Tonsteine mit reichlich Anhydrit und Gips) aus. Der Mitterberger Hauptgang verquert diskordant die Schieferung und die sedimentäre Schichtung der violetten Serie, in welcher er ein kräftig gebleichtes Salband aufweist.

In der letzten Betriebsphase des Bergbaus wurden Haldenfunde einer Pechblende-Gold-Paragenese gemacht, die aus früher gebauten, höheren Gang-Teilen stammen dürfte. Uran-Blei-Altersbestimmungen ergaben ein Alter von etwa 90 Mio. Jahren (W. E. PETRASCHECK, 1975). Dies und die vorgenannten Fakten sprechen für eine Platznahme des Hauptganges in der tieferen Oberkreide, zumindest aber für sehr bedeutende Rekonzentrationen in dieser Zeit.

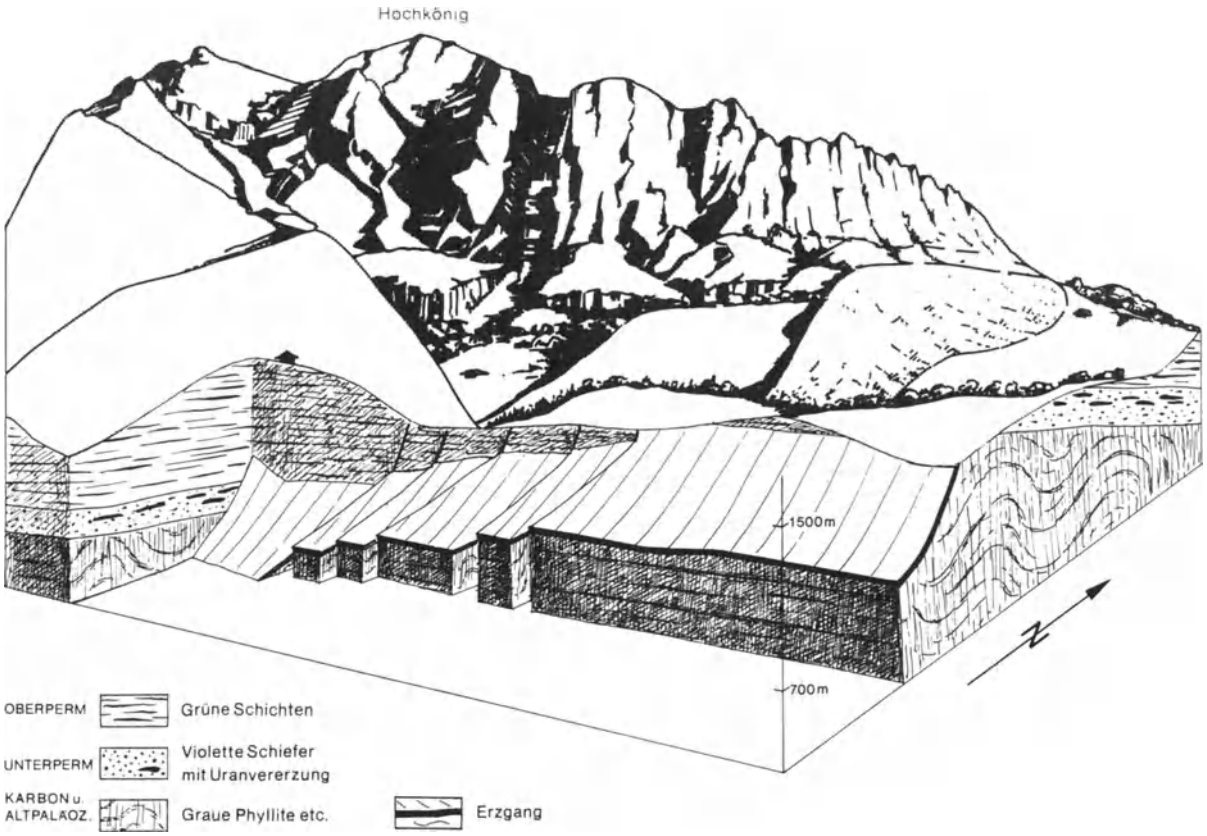


Abb. 146. Der die sedimentäre Abfolge durchschlagende Kupfererzgang in Mitterberg mit seiner Uranvererzung (von OTMAR SCHERMANN dargestellt anhand eines Blockbildes der Kupferbergbau Mitterberg G.m.b.H.)

Schwefelkies und begleitende Erze

An zahlreichen Stellen der Grauwackenzone, aber auch in anchi- bis epimetamorphen Gesteinen anderer Baueinheiten wurden früher Schwefelkiesvorkommen mit wechselnden Gehalten an Magnetkies (mit Ni), Kupferkies, Arsenkies, Zinkblende, Bleiglanz, Cubanit, Valeriit etc. und Quarz und Karbonat als Gangart abgebaut.

Einige kleinere Bergbaue standen noch in den Jahren nach dem letzten Weltkrieg in Betrieb. Die meisten Erzkörper sind lentikulär. Manche scheinen an altpaläozoische Grüngesteine gebunden zu sein, andere lassen keine Relation zu vulkanischen Suiten erkennen. Für die meisten wird eine submarine, vulkanogen-sedimentäre Entstehung während der variszischen Geosynklinalphasen angenommen.

Zu den größeren Lagerstätten dieser Art zählen die Vorkommen von Walchen, Kalwang und Großstübing (Steiermark), Panzendorf und Tessenberg (Osttirol), Innerfragant (Kärnten), Brenntal und Rettenbach (Pinzgau, Salzburg), Großarl (Salzburg), Vorkommen im Umkreis des Engadiner Fensters (Tirol), im Raum Bernstein (Burgenland) u. a. m.

Blei-Zinkerz

Vorkommen in den Nördlichen Kalkalpen: In dieser Baueinheit sind über 60 Vorkommen von Blei-Zinkerzen bekannt und standen durch längere Zeiträume in Abbau. Eine Häufung ist im Sektor zwischen dem Arlberg und Jenbach (Tirol) zu verzeichnen; die meisten sind an die Inntaldecke gebunden. Im zentralen und östlichen Abschnitt der Kalkalpen sind Pb-Zn-Mineralisationen wesentlich seltener, nur die Vererzungen am Annaberg und bei Türnitz (Niederösterreich) erreichten einige Bedeutung. Von den Tiroler Vorkommen könnten in Zukunft die Lagerstätten von Lafatsch (östlich Scharnitz) und im Heiterwandgebiet (nördlich Imst) wieder von Interesse sein. Die Paragenese umfaßt Bleiglanz und Zinkblende nebst sekundären Pb- und Zn-Mineralen, etwas Pyrit-Markasit, Wulfenit und Gangarten wie Flußspat, Schwerspat, Cölestin, Calzit

und Dolomit. Auf die Genese wird später eingegangen.

Vorkommen in den Zentralalpen und im Grazer Paläozoikum: Weitere Blei-Zinkvorkommen, teilweise silberhaltig, setzen im Penninikum auf (z. B. Hollersbach/Achsel- und Flecktrogalpe, wo auch relativ bedeutende Mengen Flußspat beibrechen; im Umkreis des Engadiner Fensters, im Zillertal und südlich von Gastein), in Unterostalpinen Elementen (z. B. am Rand des Wechselfensters) und anderen Baueinheiten der Zentralzone (z. B. Schladminger Tauern, im Ötztaler Kristallin bei Tösens, in der Randzone der Tribulaun-Trias: Obernberg südlich Innsbruck).

Von den silberreichen Lagerstätten ist der alte Bergbau von Oberzeiring (Steiermark) hervorzuheben, der im 14. Jh. seine Blütezeit erlebte, als man beträchtliche Mengen von Edelmetall produzierte, und den man bis heute zu gewältigen versucht. Silberhältige Bleierze baute man auch im Salzburger Ramingstein und in Kärnten (Meiselding, Zweinitz bei Metnitz u. a.); die Vererzungen setzen in paläozoischen Gesteinen der Gurktaldecke auf.

Gegenwärtig stehen die Pb-Zn-Vererzungen des Grazer Paläozoikums erneut in Untersuchung, da hier noch Hoffnungen auf beträchtliche Erzreserven bestehen: Im Raum Frohnleiten – Übelbach – Peggau wurden früher in einem etwa 200 km² umfassenden Areal an zahlreichen Stellen Pb-Zn-Erze (mit Ag-Gehalten) und reichlich Schwerspat in der Gangart gebaut. Die Form der Vererzungen wird überwiegend als schichtig beschrieben. Nebengesteine sind altpaläozoische Metabasite und Kalkschiefer.

Vorkommen im Bereich Gailtaler Alpen/ Drauzug und im Nordstamm der Karawanken: Von den zahlreichen Pb-Zn-Lagerstätten dieser Zone sind die Bergbaue Raibl (Italien), Bleiberg/Kreuth (Österreich) und Miess/Mežica (Jugoslawien) seit Jahrhunderten von großer wirtschaftlicher Bedeutung; sie bilden einen wichtigen Erzbezirk des alpinen Raumes.

Bleiberg/Kreuth ist das Zentrum der österreichischen Lagerstätten; der Bergbau deckt fast gänzlich den inländischen Zinkbedarf und einen beträchtlichen Anteil des Bleibedarfes. Haupterzträger sind ladinische, im geringeren Umfang karnische Karbonatgesteine (in den Ostkarawanken auch anisische Kalke und Dolomite). Die Lagerstättentypen umfassen Derberzkörper beträchtlicher Ausdehnung, Schichtflächen-Vererzungen und auch an Klüfte gebundene taschen-, schlauch- oder nesterartige Erzkörper überwiegend monomineralischer Zusammensetzung: Zinkblende, weniger Bleiglanz, etwas Markasit und Pyrit sowie Calzit, Dolomit, Schwerspat, Flußspat nebst etwas Anhydrit, Cölestin und Strontianit in der Gangart. Jordisit, Molybdänit, Cerussit, Wulfenit, Vanadinit, Descloizit u. a. wurden als Sekundärminerale beschrieben. Die Entstehung wird heute als intratriadisch-submarin gedeutet, wobei niedrig temperierte Erzlösungen entlang von Störungen in die marinen Ablagerungsräume eingedrungen sind. Syn- bis posttektonische Metallanreicherungen mögen stellenweise durch Mobilisation präexistierender Metallgehalte erfolgt sein.

Die zahlreichen Pb-Zn-Gruben im Raum südlich Oberdrauburg und östlich des Gailbergsattels, südlich von Ferlach und im Abschnitt Hochobir-Petzen sind seit langem auflässig und können hier im einzelnen nicht besprochen werden.

Antimonerz

Antimonitbergbaue bestanden früher im Osttirolisch-Kärntner Drautal zwischen Sachsenburg und Nikolsdorf und bei Obertilliach (Lesachtal). Die Vererzungen liegen in altpaläozoischen Phylliten und beinhalten neben Antimonit Spuren von Quecksilber (Zinnober), Mo-, Pb-, Cu-Sulfide und auch Scheelit. Neuerdings wurden diese Vorkommen als schichtgebundene, an altpaläozoische Vulkanite geknüpfte und variszisch deformierte Bildungen gedeutet (L. Lahusen, 1969).

In penninischen, schwach metamorphen Kalkschiefern des Gebietes von Schlaining (Burgenland) treten an Ost-West-verlaufenden Gangspalten Antimoniterzkörper auf, die seit geraumer Zeit in Abbau stehen. Die fast monomineralische Antimonitvererzung (mit Spuren von Zinnober und Pyrit) tritt im Hangendabschnitt von Kalkschiefern zu Grünschiefern auf. Das Muttergestein wurde mikropaläontologisch als tiefe Oberkreide erkannt. Bisher erzeugte der Bergbau Schlaining über 500 000 t Erze mit einem Sb-Gehalt von 3–5%.

Quecksilbererz

Sieht man von Quecksilber-Fahlerzen ab, welche früher in der Tiroler Grauwackenzone gebaut wurden, so sind die alpinen Quecksilberträger Zinnobervererzungen, die im Drauzug, südlich von Ferlach sowie am Nordfuß der Steiner Alpen in kleineren Bergbaubetrieben gewonnen wurden. Kleine Zinnobervorkommen kennt man ferner bei Gratwein (Steiermark) sowie von der Turrach.

Den Vorkommen von Stockenboi (westlich Paternion) und Vellacher Kotschna (südlich Eisenkappel) könnte nach neueren Untersuchungen wirtschaftliche Bedeutung zukommen (S. Polegeg, 1971). Die erstgenannte Lager-

stätte wird als schichtige Zinnober-Imprägnation in altpaläozoischen Quarziten beschrieben, die zweitgenannte als Hg-Imprägnation permischer Gesteine entlang von Störungszonen.

Gold und Silber

Die Anfänge des alpinen *Goldbergbaus* liegen vermutlich im ausgehenden Neolithikum. Unter römischer Herrschaft wurden aus dem Tauerngold Münzen geschlagen, denen „metallum noricum" als Herkunftsangabe aufgeprägt war (F. ERTL, 1975). Sehr bedeutend war der Goldbergbau zwischen 1300 und 1385; eine zweite Blütezeit im Tauerngoldbergbau dauerte vom späten 15. bis zum beginnenden 17. Jh. Später vereisten viele hochgelegene Gruben, und der mit zunehmender Teufe geringer werdende Goldgehalt der Erze führte zum Verfall. Im 19. Jh. setzte die letzte Bergbauphase ein: Der 1941 angeschlagene „Pasel-Stollen" bei Badgastein findet heute wegen des Gehaltes der Stollenluft an Radiumemanation und der hohen Temperaturen als Heilstollen Verwendung.

Im Raum südlich Zell am Ziller setzen goldführende Arsenopyrit- und Pyriterze auf, wo die Gruben von Alt- und Neurohr bzw. Heinzenberg hauptsächlich im 15. und 16. Jh. betrieben wurden. Zentrum des alpinen Goldbergbaus waren die östlichen Hohen Tauern (Ankogel, Sonnblick – Goldberggruppe, Glocknergruppe) und der Raum Schellgaden und Rotgülden im Lungau. Die Tauerngold-Gänge setzen sowohl im Zentralgneis als auch in den umgebenden Schieferhüllgesteinen auf und folgen häufig den im Gelände weithin kenntlichen „Fäulen" (Störungszonen). Die Erzgänge beinhalten Quarz (mit z. T. Freigold), Au-führenden Pyrit und Arsenkies, Kupferkies, silberhältigen Bleiglanz, Zinkblende, etwas Fahlerz, Magnetkies, Magnetit und Siderit neben Quarz, Karbonat und Chlorit als Gangart.

Auch die Kreuzeckgruppe (zwischen Möll und Drau) birgt zahlreiche Goldvorkommen, die einst reichen Bergsegen brachten. Diesen edelmetallhältigen Kiesvererzungen entsprechen paragenetisch ähnliche Mineralisationen bei Trattenbach (Niederösterreich) und in der Kliening im obersten Lavanttal.

In den entwässernden Bach- und Flußsystemen der oben genannten Vorkommen, aber auch im Rheingebiet, wurde früher Gold gewaschen; dies wurde auch in jüngster Zeit immer wieder versucht. Es sei besonders auf die Salzach- und Donauschotter hingewiesen, wo im Rahmen der Kiesgewinnung auch noch in jüngster Zeit kleine Goldmengen gewaschen wurden.

Silber wurde in der Vergangenheit, insbesondere im Mittelalter, in beträchtlichen Mengen aus alpinen Lagerstätten gewonnen: zusammen mit Kupfer (z. B. Revier Schwaz – Brixlegg), mit Blei (Schladminger Tauern; Grazer Paläozoikum; Oberzeiring; Ramingstein in Steiermark; Meiselding und Zweinitz in Kärnten; Annaberg, Niederösterreich), bzw. aus edelmetallführenden Kiesen (z. B. Tauerngoldgänge, „Silberpfennig" bei Gastein). Siehe hiezu die entsprechenden Kapitel.

Uranerz

Vorkommen von Uranmineralen sind in Österreich mit Ausnahme des „Kahlerits" vom Eisenerzbergbau Hüttenberg erst seit 1939 bekannt. Zwischen 1956 und 1961 wurde ein erstes regionales Uran-Erkundungsprogramm abgewikkelt, das zur Auffindung unbedeutender Anomalien bzw. zum Nachweis von Urangehalten in Aschen inländischer Braunkohlen führte.

Ab 1968 setzten zielstrebige Explorationsarbeiten ein. Bislang wurden über 60 Anomalien gefunden, von welchen einige in den letzten Jahren intensiver untersucht bzw. aufgeschlossen wurden. Sie wurden in der Böhmischen Masse an der Basis von Kaolinlagern, in Lignitflözen im Tertiär und im Grundgebirge in den Südalpen und Nordalpen festgestellt. Urananreicherungen von wirtschaftlichem Interesse scheinen nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnisse jedoch hauptsächlich an permoskythische Gesteinsabfolgen der Alpen geknüpft zu sein, und zwar an die sedimentären, wie an deren metamorphe Äquivalente. Von den näher untersuchten Vorkommen ist folgendes zu berichten:

O. SCHULZ & W. LUKAS (1970) entdeckten in bestimmten Straten des Buntsandsteins im Raum Hochfilzen-Fieberbrunn (Tirol) Anreicherungen von Pechblende und Coffinit neben etwas Pyrit, Kupferkies, Bornit und anderen Kupfermineralen. Die wirtschaftliche Bedeutung ist nicht geklärt. Im ober- und untertägigen Bereich des Kupferbergbaus Mitterberg (Salzburg) wurden eine Reihe von Anomalien gefunden, die an die „violette Serie" (schwach metamorphe Tonschiefer, Quarzite und Siltsteine von ?oberkarbon-permischem Alter) gebunden sind und auf sehr feinkörnige Uraninit-Branneritvererzungen zurückgehen. Daneben entdeckte man eine Pechblende-Brannerit-Goldparagenese an Lesestücken aus Halden des vorigen Jahrhunderts. Neuerdings wurden zusätzlich auch einige Selenminerale, Telluride und Molybdänglanz nachgewiesen (O. SCHERMANN, 1971; W. PAAR, in Druck). Eine Überprüfung des wirtschaftlichen Potentials der Mitterberger Uranvererzungen ist

wegen der kürzlich erfolgten Schließung des Bergbaus unterblieben.

Weitere Uranvererzungen im Raum Tweng (Salzburg) und bei Rettenegg (Steiermark) werden untersucht. In fortgeschrittenem Aufschlußstadium ist die Uranlagerstätte von Forstau bei Schladming (Steiermark), wo eine Abfolge von ?permischen Serizitquarziten und -schiefern Träger einer Pechblende-Uraninit-Vererzung ist. Obertags sind Anomalien auf mehrere Kilometer streichender Erstreckung bekannt und durch Bohrungen untersucht worden. Untertägige Auffahrungen wiesen langgestreckt-lentikuläre Erzkörper von mittelsteilem Einfallen und beträchtlicher Teufenerstreckung nach. Die bisher bekannt gemachten Erzreserven betragen 1800 t Uranmetall (W. E. PETRASCHECK, 1975). Nach E. ERKAN (1977) sind die Uranvererzungen der östlichen Ostalpen in lagunären Bereichen zur Ablagerung gekommen; ihre Sedimentationsräume sind durch das post-herzynische Relief vorgezeichnet.

Bauxit

Österreich besitzt nur wenige Bauxitvorkommen. Sie sind hauptsächlich an die Basis der Gosauablagerungen geknüpft. Das westlichste Vorkommen, Brandenberg (nördlich Rattenberg, Tirol) liegt auf einer brekziös-konglomeratisch ausgebildeten Hauptdolomit-Oberfläche unter Gosauschichten. In Taschen von Dachsteinkalk am Untersberg (Salzburg) kennt man Bauxit, der in den letzten Kriegsjahren beschürft wurde. Weitere Vorkommen bei Hieflau, Steiermark und bei Dreistetten (Hohe Wand, Niederösterreich) standen in geringem Umfang in Abbau. Die Lagerstätten von Unterlaussa (Oberösterreich) wurden 1939 aufgeschlossen. Es sind linsenartige, achsial verformte Körper, die randlich mit Konglomeraten verzahnen und im Hangenden von Kohlenschmitzen und -schiefern der überlagernden Gosaubasis begrenzt werden. Die schwierigen Abbauverhältnisse und der relativ hohe Kieselsäuregehalt der Erze machte 1964 eine Schließung des Bergbaus notwendig. Die kalkalpinen Bauxite werden als chemische Sedimente gedeutet, die aus schwach alkalischen Lösungen ausgeschieden wurden. Die Umwandlung des größtenteils amorphen Ausgangsmateriales in Bauxit fand an Ort und Stelle statt.

Literatur: ANGERER H. et al. 1976; BAUER F. K. & SCHERMANN O. 1971; BECK-MANNAGETTA P. et al. 1966; BERAN A. 1975; BERNHARD J. 1965; BIANGARDI S. 1970; CLAR E. 1956, 1975; CLAR E. & MEIXNER H. 1953; ERKAN E. 1977; ERTL R. E., NIEDERMAYR G. & SEEMANN R. 1975; EVANS A. M. 1975; FRIEDRICH O. M. 1953 a, b, 1965, 1967, 1968, 1969 a, b; GERMANN K. 1972; HADITSCH J. G. 1967; HIESSLEITNER G. 1949; HÖLL R. 1970; HOLLER H. 1974; HOLZER H. & NEUWIRT K. 1962; KERN A. & LECHNER K. 1952; KIESLINGER A. 1937; KOSTELKA L. & PETRASCHECK W. E. 1967; LAHUSEN L. 1969; LECHNER K. & PLÖCHINGER B. 1956; MAUCHER A. 1965; PETRASCHECK W. E. 1966 a, b, 1975; PIRKL H. 1961; POLEGEG S. 1971; RUTTNER A. 1970; SCHNEIDER H. J. 1964; SCHULZ O. 1964, 1974; SCHULZ O. & LUKAS W. 1970; SIEGL W. 1974; SPROSS W. 1975; STERK G. 1955; THALMANN F. 1974; TUFAR W. 1973; WEBER F. & KOSTELKA L. 1972; WEBER L. et al. 1973.

5.1.2. Industrieminerale

Von HERWIG HOLZER*)

5.1.2.1. Überblick

Die wirtschaftliche Bedeutung der nichtmetallischen Mineralrohstoffe Österreichs geht aus der Tatsache hervor, daß der Produktionswert dieser Stoffe (einschließlich Salz) im Jahr 1976 zusammen 35,4% des Gesamt-Produktionswertes des inländischen Bergbaues ausmachten. 1976 standen 81 Nicht-Erzbergbaue in Betrieb, die 27 Gewichtsprozente der Bergbau-Gesamtförderung produzierten.

5.1.2.2. Vorkommen

Magnesit

Bis etwa 1930 konnte man von einem österreichischen Magnesit-Monopol sprechen. Heute ist die Lage durch den fortschreitenden Neuaufschluß von Lagerstätten in anderen Ländern, durch die Erzeugung von synthetischem Magnesit (aus Meerwasser), durch den Siegeszug des Sauerstoff-Aufblasverfahrens in der Stahlindustrie (LD u. a.) und die enorm gesteigerte Forcierung der Industrieofenleistungen wesentlich schwieriger geworden.

In Österreich sind rund 50 Magnesitvorkommen bekannt, welche mit Ausnahme der früher gebauten Vorkommen von krypto-kristallinem Magnesit in den Ultrabasiten von Kraubath (Steiermark) durchwegs dem Typus Spatmagnesit angehören. Mehrere alpine Vorkommen sind in die Kategorie der Großlagerstätten einzureihen. In der Grauwackenzone liegen zahlreiche Lagerstätten zwischen Semmering und Hochfilzen (Tirol); der kürzlich eingestellte Magnesit-

*) Anschrift des Autors: Institut für Geologie und Lagerstättenlehre der Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben.

bergbau Tux baute auf einem Vorkommen in unterostalpinen Quarzphylliten. Paläozoische Metasedimente der Zentralzone enthalten die Großlagerstätten von Radenthein (Kärnten) und Breitenau (Steiermark). 1975 standen sechs Bergbaue in Betrieb, die zusammen 1,25 Mio. t Rohmagnesit förderten.

Die ostalpinen Spatmagnesit-Lagerstätten sind an Dolomite, Kalke und Schiefer geknüpft, die vom Oberen Silur bis ins Unterkarbon reichen. Schicht- und Kokardenstrukturen wurden beschrieben, doch stellen die meisten Magnesitstöcke ein von keiner Schieferung überprägtes Groß-Kristallisat mit metasomatischen Gefügemerkmalen dar. Dementsprechend sprachen sich viele Autoren (z. B. O. M. FRIEDRICH, 1959, 1968; F. ANGEL und F. TROJER, 1955) für eine echt metasomatisch-alpidische Bildung aus. Andere (W. SIEGL, 1955; R. HÖLL & A. MAUCHER, 1967; I. LESKO, 1972) vertraten eine paläozoische, synsedimentäre Genese, während H. MOSTLER (1973) die Magnesite der westlichen Grauwackenzone als an eine bestimmte Lithofazies gebundene, metasomatische (variszische) Bildung beschrieb. K. O. FELSER (1977) deutete die Magnesitvorkommen der östlichen Grauwackenzone als synsedimentär bzw. syndiagenetisch-metasomatisch, geknüpft an einen unterkarbonen flachmarin-lagunären Sedimentationszyklus.

Talk

In Österreich sind etwa 70 Talkvorkommen bekannt, davon nur wenige Großvorkommen. 1975 standen sechs Bergbaue (alle Steiermark) in Betrieb, welche rund 86.000 t förderten.

Die Vorkommen liegen teils in randlichen Bereichen von Magnesitstöcken (z. B. Oberdorf, Lassing, Mauterndorf, Kammern; alle Steiermark), teils in Randzonen von Serpentinkörpern (z. B. Bruck im Fuschertal). Von besonderer Bedeutung sind die Lagerstätten des Rabenwaldes (östliche Steiermark): die linsigen bis walzenförmigen, stark achsial verformten Körper werden als Produkte einer intensiven Mg-Metasomatose gedeutet, welche an Grenzflächen zwischen einer Glimmerschiefer-Orthogneis-Serie und einer Quarzit-Marmor-Pegmatit-Serie abgelaufen ist. Der Talk wird von Dolomit, Breunnerit, Leuchtenbergit, Disthen und etwas Apatit, Rutil und Fuchsit begleitet (O. M. FRIEDRICH, 1947).

Leukophyllit („Weißerde")

Unter diesem Terminus versteht man Chlorit-Muskowit-Quarzschiefer (mit oder ohne Disthen), die in Aspang (Niederösterreich) und Weißkirchen (Steiermark) abgebaut werden und – nach Aufbereitung – ähnlichen Verwendungszwecken wie Talk bzw. Kaolin zugeführt werden. Vorkommen dieser Art liegen an Zonen starker tektonischer Bewegungen in Orthogneisen und wurden durch Zufuhr von Mg, Si und OH und unter Abfuhr von Na, K, Ti und Ca gebildet.

Kaolin

Echte, bauwürdige Kaolinvorkommen kommen nur auf den kristallinen Gesteinen der Böhmischen Masse vor. Es sind deszendente „in-situ" Bildungen.

Die Lagerstätten von Kriechbaum und Weinzierl bei Schwertberg (Oberösterreich) liegen auf abgesenkten Schollen von Mauthausner Granit (maximale Mächtigkeit des Kaolinlagers 40 m, davon 10–13 m bauwürdig) und werden von marinen Tonen und Sanden des Oligozän überlagert. Der Kaolinitgehalt beträgt etwa 34%. Die – im wesentlichen abgebauten – Vorkommen von Mallersbach bei Retz (Niederösterreich) und die benachbarte, kaum verritzte Lagerstätte von Niederfladnitz (Niederösterreich) liegen in flachen Depressionen des Grundgebirges (Bittescher Gneis bzw. Granit der Brünner Intrusivmasse) und werden von quartären Tonen bzw. Torf und Bodenbildungen überlagert. Der Kaolinitgehalt wird mit 44% angegeben.

Die Kaolinproduktion 1975 betrug 281.000 t (einschließlich Aspanger „Weißerde").

Graphit

Metasedimente des Moldanubikums sind die Muttergesteine zahlreicher Graphitvorkommen, welche vom Donautal bis über die Staatsgrenze bei Drosendorf verfolgt werden können. An die 100 Vorkommen sind bekannt; die meisten sind vom mesokristallinen Typus und haben einen C-Gehalt von 40–60%. Das Graphit-„Erz" ist eine Graphitbrekzie, in der Graphitkomponenten in einer Matrix von Quarz-Feldspat (mit Tremolith und Glimmer) liegen. Pyrit ist fast immer vorhanden, akzessorisch sind Diopsid, Rutil, Titanit, Turmalin, Apatit und gelegentlich Korund (H. HOLZER, 1961; H. HOLZER & E. J. ZIRKL, 1962, 1963). Kleinere Vorkommen von megakristallinem Flinzgraphit liegen beiderseits der Donau bei Artstetten (Niederösterreich) und bei Schärding (Oberösterreich); sie wurden früher in geringem Umfang abgebaut (H. HOLZER, 1964). Zwischen 1958 und 1967 wurden aus Waldviertler Vorkommen über 450.000 t Rohgraphit gefördert und zu metallurgischen Zwecken in den Donawitzer Hochöfen eingesetzt. Heute werden nur mehr kleine Mengen von Haldengraphit verwertet.

Ein wichtiger Graphitbezirk ist die Grauwackenzone, wo zwischen Semmering und Rotten-

mann zahlreiche Vorkommen von mikrokristallinem Graphit bekannt sind. Gegenwärtig stehen die Lagerstätten von Kaisersberg und Sunk in Abbau: sie liegen in oberkarbonen Phylliten und Konglomeraten und sind aus Kohleflözen hervorgegangen. Der C-Gehalt liegt über 40% (bis über 90% in Sunk). 1975 förderte man über 30 000 t Rohgraphit.

Gips-Anhydrit

Österreich verfügt über sehr bedeutende Vorräte an Gips und Anhydrit.

Stratigraphisch gehören diese Evaporitlagerstätten ins Oberperm der Kalkalpenbasis, aber auch das Karn (Obertrias) enthält in Vorarlberg und Tirol große Mengen von Gips. Die – qualitätsmäßig hochwertigen – Gipsvorkommen im Keuper des Semmeringsystems sind überwiegend abgebaut, die Gruben eingestellt. 1975 erzeugten zwölf Bergbaue über 600.000 t Gips und rund 100.000 t Anhydrit. Die größten Fördermengen erzielten die Bergbaue Moosegg bei Kuchl (Salzburg), gefolgt von Grundlsee (Steiermark) und Puchberg am Schneeberg (Niederösterreich). Viele Lagerstätten bestehen aus einem Anhydritstock mit einem mehr oder minder mächtigen Gipsmantel und werden von roten oder grauen Sandsteinen und Tonen überlagert. Spuren von Sulfiderzen und Uranmineralen wurden von einigen Vorkommen beschrieben.

Steinsalz

Die alpinen Salzlagerstätten sind hauptsächlich im Mittelabschnitt der Kalkalpen konzentriert und gehören der Hallstätter Zone an. Das alpine Salzgebirge besteht aus Steinsalz, Anhydrit, Polyhalit, Glauberit, Löweit und anderen Salzmineralen in einem polymikten Pseudokonglomerat aus Salzton mit Tonstein-, Anhydrit-, Dolomit- und Sandstein-Komponenten (Haselgebirge), aus welchem auch sedimentärer Magnesit beschrieben wurde. Pollenanalysen bewiesen ein oberpermisches Alter der Evaporitbildung. Während man im alpinen Salzbergbau bis vor wenigen Jahren die Erzeugung von Salzsole ausschließlich in untertägigen Laugwerkern betrieb, ergaben verschiedene Versuche, daß die Bohrloch-Solegewinnung auch von obertags möglich ist (Bad Ischl).

1975 wurden über 1,600.000 m³ Salzsole und 900 t Steinsalz gefördert, woraus eine Primärerzeugung von rund 260.000 t Sudsalz resultierte.

Disthen

Mehrere Vorkommen disthenführender Gesteine sind bekannt, doch kam es trotz verschiedener Vorarbeiten bisher nicht zu einer bergmännischen Gewinnung dieses Tonerdesilikat-Minerales, welches hauptsächlich in der Hochfeuerfest-Keramik verwendet wird. Rhätizit-führende Schiefer haben am Wolfendorn (Brennerpaß, Tirol) größere Verbreitung; Disthenquarzite wurden von F. Karl & O. Schmidegg (1956) aus dem Pinzgauer Untersulzbachtal beschrieben. Beide Vorkommen liegen in penninischen Schieferhüllserien. Die disthenführenden Gneise im Gipfelgebiet der Koralpe und Disthenglimmerschiefer aus dem Raum von Dreieichen bei Horn (Niederösterreich) wie auch ein Andalusitvorkommen im Gablergraben bei Admont (Steiermark) sind gelegentlich bemustert worden.

Kieselgur

Man kennt alle Übergänge zwischen reiner Kieselgur und diatomeenführenden Tonen bzw. Karbonaten. Die technische Bedeutung der „Gur" liegt in der geringen Dichte, der hohen Porosität und dem hohen Kieselsäuregehalt. Seit langem wurden im Raum von Eggenburg, Niederösterreich, bei Limberg und Oberdürnbach Kieselgurvorkommen in einer ?ottnangischen Schichtfolge abgebaut (Förderung 1975: 1570 t Rohgur). Oligozäne Vorkommen kennt man in Partnach bei Wallern (Oberösterreich) und weitere miozäne im Raum Mistelbach – Laa. Im alpinen Bereich liegen bedeutende miozäne Vorräte im Aflenzer Becken (M. Hajos, m. Beitr. v. H. Holzer, 1970).

Schwerspat

Auf zahlreichen alpinen Erzlagerstätten bricht Schwerspat bei und wurde dort auch verschiedentlich gewonnen (ehemaliger Kupferbergbau Großkogel bei Brixlegg, Tirol; Silberbergbau Oberzeiring, Steiermark, Blei-Zinklagerstätten des Grazer Paläozoikums). Die linsen- und nesterartigen Barytmineralisationen des Kitzbüheler Horns, welche zeitweise beschürft worden sind, wurden von G. Emmanuilidis & H. Mostler (1970) als an die Fazies der devonischen Spielbergdolomite gebunden erkannt. Eine primärsedimentäre Ablagerung mit nachfolgender Konzentration durch lateralsekretionäre Vorgänge im Oberkarbon-Perm wird angenommen. Schwerspatlagerstätten im Semmering-Gebiet, welche an der Grenze von Semmeringquarziten zu Triaskalken aufsetzen, werden seit 1949 in kleinem Umfang abgebaut (279 t in 1975). Kleine Schwerspatvorkommen wurden auch im Paläozoikum des Unterkärntner Grenzgebietes bei Thörl und in Gesteinen der Rechnitzer Schieferinsel beobachtet.

Flußspat

In Österreich sind etwa 150 Fluorit-Fundpunkte bekannt, und zwar in der Böhmischen Masse, in der Mittelkreide des Helvetikums in Vorarlberg, im Kristallin der Zentralalpen und im Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen, des Drauzuges und der Radstädter Tauern. Eingehendere Untersuchungen in Hinblick auf bauwürdige Lagerstätten sind bisher nicht ausgeführt worden.

Flußspat kommt weiters in der Gangart von kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten und anderer Erzvorkommen (Radhausberg, Hüttenberg, Rotgülden) wie auch als überwiegend monomineralische Bildung in der Radstädter und Krimmler Trias und im nordalpinen Muschelkalk vor. Die bisher größte bekannte Flußspatanreicherung (abgesehen von den Fluoritgehalten der Waschberge und Flotationsabgänge der Bleiberger Bergwerks-Union) ist die fluoritreiche Gangart der Blei-Zinkvererzung Achsel-Flecktrogalpe (Pinzgau, Salzburg).

Asbest

Von den annähernd 50 bekannten Asbestfundstellen in Österreich sind nur wenige näher untersucht worden. Eine gewisse Bedeutung hatte der „Mikroasbestbergbau" von Rechnitz im Burgenland, der zwischen 1938 und 1945 ca. 4–5.000 t Asbestmehl erzeugte und von 1960–1963 erneut in Betrieb war. Weitere in der Vergangenheit zeitweise beschürfte Vorkommen liegen im Lorenzengraben bei Trieben (Steiermark), im Raum von Hofgastein, im Großarl-, Fuscher- und Felbertal (alle Salzburg), im Raum Kals-Matrei und Gösleswand bei Prägraten (Osttirol) sowie am Hochgrößen bei Oppenberg (Steiermark).

Phosphate

Phosphoritquarzite: die meist quarzitisch entwickelten Gaultsandsteine im Umkreis von Bezau-Götzis und Feldkirch enthalten verschiedentlich Bänke mit Phosphoritknollen, erwiesen sich aber bisher (wie auch die benachbarten Schweizer Vorkommen) als unbauwürdig.

Phosphoritsande: die von J. SCHADLER 1931 entdeckten Phosphoritsande im Raum Eferding-Prambachkirchen und Plesching (östlich von Linz) sind küstennahe Bildungen im Hangenden oligozäner Sande bzw. Schliertone. Die Sandhorizonte führen 2–3% Phosphoritkorn bei Schichtmächtigkeiten von 2–11 m (J. SCHADLER, 1945), werden aber nicht abgebaut.

Höhlenphosphat: in einigen Höhlen der Steiermark, insbesondere der Drachenhöhle bei Mixnitz und der Radelhöhle bei Peggau, gewann man zwischen 1919 und 1923 etwa 25.000 t Höhlenphosphat mit 10–15% P_2O_5.

Beryll und Smaragd

Etwa 50 Fundstellen von *Beryll* und anderen Berylliummineralen sind bekannt. Sie kommen in Pegmatiten der Böhmischen Masse, im Altkristallin, im Zentralgneis und den Schieferhüll-Serien des Tauernfensters vor.

Der kleine, extrem hochalpine Bergbau im Habachtal (Salzburg) soll zwischen 1903 und 1904 32.000 Karat trübe Berylle und 7000 Karat *Smaragd* geliefert haben. 1906 verlassen, nach dem 1. und 2. Weltkrieg zeitweise betrieben, sind neue Untersuchungen über Beryllminerale im Salzburgischen im Gange (G. NIEDERMAYR & K. KONTRUS, 1974).

Feldspat, Quarz und Glimmer

Zahlreiche Pegmatite im Altkristallin der Zentralalpen und der Böhmischen Masse sowie Quarzgänge im Wechselkristallin wurden gelegentlich zur Gewinnung von Quarz und (oder) Feldspat bzw. Glimmer herangezogen. Heute bestehen nur die Quarzbergbaue Achleiten bei Grein (Oberösterreich) und Lavantegg bei Reichenfels (Steiermark); Mötlasberg bei Freistadt (Oberösterreich) ist aufgelassen. Die Pegmatitbrüche bei Spital/Drau wurden 1973 eingestellt.

Durch die Flotation von Melker Sanden gewann man 1975 neben angereichertem Quarzsand etwa 12.000 t Feldspatkorn.

Quarzit

Reinere Quarzitsorten werden an manchen Stellen der Alpen zur Deckung des Bedarfes der Hütten- und der keramischen Industrie abgebaut. Hauptsächlich handelt es sich dabei um Gesteine des zentralalpinen Mesozoikums (Semmeringquarzit), der Grauwackenzone (Trofaiach) und des Wechselkristallins.

Quarzsande

Tertiäre Sande des Alpenvorlandes (Linzer-, Melker Sande) und des Wiener Beckens werden in großem Umfang industriell genutzt. Auch die Sandvorkommen auf der Böhmischen Masse (Rottal bei Litschau) gehören zu den hochwertigen inländischen Quarzsandvorkommen. In der Montanstatistik werden hierher auch tektonisch zerriebene Semmeringquarzite gerechnet, die als Sand Verwendung finden.

1975 förderten 24 Betriebe insgesamt rund 160.000 t Quarz und 825.000 t Quarzsande.

Bentonit, Tone, Traß

Bentonitvorkommen im Tertiär des Alpenostrandes (Raum Friedberg – Hartberg) bzw. im steirischen Tertiärbecken und im Vulkanitgebiet Gleichenberg wurden in den Nachkriegsjahren an verschiedenen Punkten abgebaut; die Abbaue sind aber seit geraumer Zeit eingestellt worden.

Tone (zur Herstellung feuerfester, säurefester und keramischer Erzeugnisse einschließlich von „Leca"): 1975 waren 13 Bergbaue auf diese Rohstoffe in Betrieb, die über 55.000 t Rohton und 382.000 t expandierfähige Tone förderten. Die wichtigsten Vorkommen liegen am Rand der Böhmischen Masse im Gebiet von Herzogenburg, dem zertalten Grundgebirge auflagernd. Gute keramische Tone werden im Gebiet von Stoob (Burgenland) gewonnen. Auch einzelne Tertiärbecken auf dem außeralpinen Grundgebirge (Horner Bucht, Droß bei Krems) führen stellenweise bauwürdige Tone. Im Raum von Andorf bei Schärding (Oberösterreich) und bei Fehring (Steiermark) baut man blähfähige Tone zur Herstellung von *„Leca"* (light expanded clay aggregate) ab. Das Tonvorkommen von Fehring wird als jungtertiäre Kratersee-Ablagerung gedeutet. Ähnliches Material wird in Ulmitz bei Kapfenberg (Steiermark) gewonnen.

Durch thermale Lösungen umgewandelte trachytisch-andesitische Gesteine des Gleichenberger Vulkangebietes = *„Traß"* werden in Gossendorf bei Feldbach (Steiermark) tagbaumäßig gewonnen. Die Förderung dieses wegen seiner „hydraulischen" Eigenschaften in der Zementindustrie geschätzten Materials betrug 1975 über 12.000 t.

Literatur: ANGEL F. & TROJER F. 1955; BOROVICZÉNY F. & ALKER A. 1961; EMMANUILIDIS G. & MOSTLER H. 1970; FELSER K. O. 1977; FRIEDRICH O. M. 1947; FRIEDRICH O. M. et al. 1968; FRITZ E. 1972; HADITSCH J. G. 1966; HAJOS M. 1970; HATTINGER G. 1969; HÖLL R. & MAUCHER A. 1967; HOLZER H. 1961, 1964; HOLZER H. & WIEDEN P. 1969; ZIRKL E. J. 1962; KARL F. 1956; KLAR G. 1964; KLAUS W. 1965; LEITMEIER H. 1929; LESKO I. 1972; MEDWENITSCH W. 1968; MEIXNER H. 1939; MODJTAHEDI M. & WIESENEDER H. 1974; MOSTLER H. 1970 a, 1973 a; NIEDERMAYR G. & KONTRUS K. 1973; OBERHAUSER R. 1973 a; SCHADLER J. 1947; SCHAUBERGER O. 1949; SCHROLL E. 1958; SIEGL W. 1955; VOHRYZKA K. 1960; WENINGER H. 1969.

5.1.3. Steine, Erden und Baustoffe

Von GERHARD MALECKI

5.1.3.1. Wirtschaftliche Bedeutung

Die Bedeutung der Gewinnung mineralischer Massenrohstoffe, die nicht den Bestimmungen des Berggesetzes unterliegt, läßt sich am ehesten durch einen Zahlenvergleich ermessen. Im Jahre 1975 erbrachte der Bergbau auf Erze, Kohle, Industrieminerale und Salz einen Produktionswert von 5,5 Milliarden Schilling, die Förderung von Erdöl und Naturgas 4,6 Milliarden. Der Produktionswert aus der Gewinnung von Naturstein, Kies, Sand sowie der Erzeugung von Zement, Baukalk und Ziegeln lag mit etwa 6 Milliarden deutlich über diesen Ziffern, woraus sich der enorme Stellenwert dieses Wirtschaftszweiges ersehen läßt.

Im folgenden werden die wichtigsten Gewinnungsstätten von Steinen und Erden in den einzelnen geologischen Räumen kurz besprochen.

5.1.3.2. Naturwerkstein, Baustein

In der *Böhmischen Masse* liegen Österreichs bedeutendste Vorkommen an steinmetzmäßig verwertbaren harten Massengesteinen. Neben Gneisen und Marmoren sind insbesondere die Granite und Diorite des Wald- und Mühlviertels ein wesentlicher Wirtschaftsfaktor. Durch die fehlende Durchbewegung weisen die meisten dieser Gesteine ein richtungsloses Gefüge auf und besitzen weiters die für einen ökonomischen Steinbruchbetrieb unschätzbare Spaltbarkeitseigenschaft. Die wirtschaftliche Erzeugung z. B. von Pflastersteinen wäre ohne diese Eigenschaft undenkbar.

Zu den bekanntesten Gesteinen gehört der mittelkörnige Mauthausener Granit mit Gewinnungsstätten in Mauthausen, Grein, Perg, Aigen (alle Oberösterreich), Schrems (Niederösterreich) u. a. Besonders große Werkstücke, z. B. für schwere Papierwalzen, werden in Neuhaus-Plöcking (Oberösterreich) gewonnen („Neuhauser Granit"). Auch der Eisgarner Granit von Gmünd, Haugschlag, Amaliendorf (alle Niederösterreich) wird ebenso wie der Schärdinger Granit (Oberösterreich), der Freistädter Granodiorit (Oberösterreich) und der Gebhartser „Syenit" (Niederösterreich), der eigentlich ein Diorit ist, für die Werksteinerzeugung verwendet.

Plattengneise („Bittescher Gneis") aus der

Horner Gegend (Niederösterreich) dienen zur Herstellung von Wegplatten, Ziermauern und ähnlichem.

Gebänderte Marmore z. B. von Arzwiesen bei Krems (Niederösterreich) sind ein bedeutsamer Exportartikel.

Molassezone, Tertiärbecken und Quartär: Als jüngste Gesteine, die für die Werksteinerzeugung in Frage kommen, können – abgesehen von den bisweilen verwendeten rezenten bis subrezenten Quelltuffen – die eiszeitlichen bzw. zwischeneiszeitlichen Nagelfluhen gelten, Schotteransammlungen, die je nach Einzugsgebiet des anliefernden Flusses verschiedenste Zusammensetzung haben und durch Kalk zu Konglomeraten verfestigt sind. Wohl das bekannteste derartige Gestein ist die Salzburger Nagelfluh aus dem Mindel-Riß-Interglazial, die in zahlreichen Steinbrüchen am Mönchsberg und bei Hellbrunn abgebaut wurde. Eine jüngere Nagelfluh aus dem Riß-Würm-Interglazial wird derzeit bei Golling (Salzburg) wieder gewonnen.

Bei Kremsmünster und im Almtal (Oberösterreich) befinden sich Gewinnungsstätten der sogenannten „Weißen Nagelfluh" aus dem Günz-Mindel-Interglazial, die im Gegensatz zu der Salzburger fast ausschließlich Dolomit- und Kalkgerölle enthält.

Ein weiteres derartiges, würmeiszeitliches Gestein, das wie die Salzburger Nagelfluh neben Karbonatgesteinen auch zahlreiche Kristallinkomponenten aufweist, wird bei Hieflau (Steiermark) gebrochen.

Auch die Höttinger Brekzie aus dem Mindel-Riß-Interglazial, die heute zwar nicht mehr abgebaut wird, aber als Baustein Innsbrucks große Bedeutung hatte, verdient hier Erwähnung.

Andere als Bausteine beliebte Konglomerate sind wesentlich älter als diese Nagelfluhen und gehören dem Tertiär an. Rohrbacher Konglomerat aus Niederösterreich und Sattnitzkonglomerat aus Kärnten sind hier als jungtertiäre Bildungen zu nennen. Großer Beliebtheit erfreuen sich auch die Badener und Lindabrunner Konglomerate aus dem Baden südlich von Wien.

Wichtige Ausgangsgesteine für die Werk- und Bausteinherstellung waren und sind die Leithakalke des Baden und detritäre Leithakalke (Leithakalk-Sandsteine) aus dem Baden bis Sarmat. Zahlreiche Großbauten in Wien und Graz wurden aus diesen Gesteinen errichtet, deren Vorkommen sich einerseits am Leithagebirge (Mannersdorf in Niederösterreich; Kaisersteinbruch, Breitenbrunn, Loretto im Burgenland), andererseits in der Ost- und Südsteiermark befinden (Aflenz bei Leibnitz, Umgebung von Wildon). Heute ist das wichtigste Vorkommen das von St. Margareten im Burgenland, dessen „Kalksandstein" für Bildhauerarbeiten verwendet wird (Symposium Europäischer Bildhauer).

Auch der „Zogelsdorfer Stein", ein Kalkarenit aus dem Eggenburg des westlichen Weinviertels, war früher für die Bildhauerei von einiger Bedeutung.

Entlang der Schwarzachtobel-Straße in Vorarlberg wird ein silbergrauer Kalksandstein der „Bausteinzone" der Unteren Meeresmolasse für Verkleidungs- und Wegplatten gebrochen.

Außerordentlich zahlreiche alte Steinbrüche in der *Flyschzone* des Wienerwaldes zeugen von der ehemals großen Wichtigkeit des „Wiener Sandsteins", der als Baumaterial und für die Herstellung von Mühl- und Schleifsteinen verwendet wurde. Sandsteinbrüche zur Bausteingewinnung finden sich in der gesamten Flyschzone. Heute sind sie ohne Bedeutung.

Aus dem *Helvetikum* Vorarlbergs werden noch vereinzelt Bausteine gewonnen, wie etwa aus dem würfelig brechenden, ebenflächigen Kieselkalk bei Götzis und Hohenems. Früher wurden aus ihm vor allem Pflastersteine geschlagen, wie auch aus dem Gault-Sandstein nördlich von Hohenems, bei dessen Gewinnung große Kavernen angelegt wurden.

Das Angebot der *Nördlichen Kalkalpen* an Werk- und Dekorationssteinen enthält die bekanntesten und hervorragendsten österreichischen Natursteinvorkommen. Es handelt sich im wesentlichen um schön gefärbte und gezeichnete polierbare Kalke, die gewöhnlich als Marmore bezeichnet werden, ohne allerdings der gesteinskundlichen Begriffsfassung eines Marmors zu entsprechen. Dolomite, die einen bedeutenden Anteil der Kalkalpen mitaufbauen, sind für Steinmetzarbeiten wegen ihrer Klüftigkeit und Sprödigkeit generell unbrauchbar. Sie sind aber für andere Zwecke (Splitt!) ein wichtiger Rohstoff.

Wohl der bekannteste österreichische Naturstein ist der „Untersberger Marmor", eine Gosaubrekzie, die aus verschiedenen lokal aufbereiteten Gesteinen der Kalkalpen (u. a. Dachsteinkalk, Hierlatzkalk, Plassenkalk) zusammengesetzt ist. Das gelbe bis rosafarbene, oft mit kleinen roten Sprenkeln (Intraklasten) versehene Gestein, das am Nordfuß des Untersberges bei Salzburg vorkommt und gewonnen wird, wurde insbesondere in der Barockzeit bildhauerisch bearbeitet (Pestsäule am Wiener Graben). Heute werden Tafeln, Fassaden, Treppen und Fußböden aus diesem Gestein hergestellt.

Kaum weniger bekannt, durch die Größe der Vorkommen und die überragende künstlerische Gestaltungsfähigkeit aber sogar noch bedeutender, sind die verschiedenen „Adneter Marmo-

re": „Rot", „Schnöll" und „Scheck" aus dem Lias, sowie „Tropf" aus dem Rhät. Auch diese Kalke werden schon seit langer Zeit in der Architektur, insbesondere zur künstlerischen Ausgestaltung von Repräsentativbauten verwendet. Zum Teil können sehr große Werkstücke gewonnen werden (Säulen im Parlamentsgebäude in Wien aus Adneter Scheck). Die Gewinnungsstätten liegen bei Adnet südlich von Salzburg.

Ein etwa gleich alter sedimentärbrekziöser Kalk mit bunten Liaskalkkomponenten wird als „Schwarzenseer Marmor" in der Nähe des Wolfgangsees (Oberösterreich) gewonnen. Auch er ist ein beliebter Dekorstein.

Hierlatzkalk, ein Lias-Crinoidenkalk, hatte einst eine gewisse lokale Bedeutung im Salzkammergut (z. B. „Fludergrabenmarmor" bei Altaussee).

Nicht als Dekorstein, aber als wichtige Bausteine dienen Oberalmer Schichten des Malm. Die plattigen, meist hornsteinführenden Kalke, die sich überdies gut spalten lassen, dienen für die Erzeugung von Gartenplatten, für Straßen- und Wasserbau und Mauerwerk aller Art. Die Brüche liegen im Salzachtal zwischen Anif und Kuchl (Salzburg).

Dachsteinkalk wird als Bruchstein für Stütz- und Futtermauern und ähnliches verwendet. In Ausnahmefällen dient er auch Dekorzwecken (Ringturm, Wien).

Im Gegensatz zu den Adneter „Marmoren", denen sie manchmal recht ähnlich sehen können, haben die Hallstätter Kalke, wohl bedingt durch ihre weit ungünstigere verkehrsmäßige Lage, fast nur lokale Verwendung als Dekorsteine gefunden. Lediglich aus den schon am Abbruch zum Wiener Becken gelegenen Vorkommen südwestlich Bad Fischau (Niederösterreich) wurden größere Materialmengen in der Dekorsteinindustrie verarbeitet („Engelsberger Marmor", „Helena Marmor").

Gutensteiner Kalk wird hin und wieder als Bruchstein beispielsweise für den Autobahnbau verwendet. Tiefschwarze Abarten, teils mit weißen Calzitadern (z. B. „Türnitzer Marmor" aus Niederösterreich, „Bürser Marmor" aus Vorarlberg) waren in der Barock- und Rokokozeit hochbegehrt (z. B. die 1754/55 geschaffene Kanzel des Stiftes St. Florian aus Türnitzer Marmor).

Weit verbreitet für architektonische Steinmetzarbeiten war einst die leicht bearbeitbare, an der Luft nachhärtende und sehr verwitterungsbeständige Rauhwacke. Sie wird heute kaum noch benützt.

Aus der *Grauwackenzone* wurden nur verschiedene Kalke, härtere Partien der Grauwakkenschiefer und Diabase in der Werksteinindustrie bzw. als Baumaterial verwendet. Der Pinolith-Magnesit von Trieben (Steiermark) diente in vereinzelten Fällen als Dekorationsstein.

Im Grazer Paläozoikum wird vor allem der Schöckelkalk zum Teil auch zur Herstellung plattiger Bausteine verwendet. Auch Barrandei-Kalke, Steinberg-Kalke und andere wurden in Graz früher verbaut. Die Brüche auf diese Gesteine liegen heute aber größtenteils still oder liefern Straßenschotter.

Die verschiedenen Hartgesteine der *kristallinen Zentralzone* einschließlich der penninischen Fenster werden ganz allgemein für nahegelegene Bauvorhaben, Wildbachverbauungen, Straßen etc. genutzt. Neben steinbruchmäßiger Gewinnung hat in den gebirgigen Landesteilen insbesondere der Abbau von Blockhalden größere Bedeutung. Dies gilt vor allem für den Zentralgneis der Hohen Tauern und den Rauriser Plattengneis.

Für die Werksteinindustrie waren seit jeher die Serpentinvorkommen z. B. im Gasteinertal von Wichtigkeit; heute wird ein Serpentin aus der Oberen Schieferhülle im Dorfertal bei Prägraten (Osttirol) gewonnen und in Form von Fassadenplatten unter dem Namen „Tauerngrün" in den Handel gebracht. Auch der „Edelserpentin" (eigentlich ein feinschuppiges Chloritgewebe aus 14 Å-Chlorit) von Bernstein (Burgenland), der zu kunsthandwerklichen Erzeugnissen verarbeitet wird, muß hier erwähnt werden.

Während die meisten Kristallingesteine kaum mehr als lokale Bedeutung erlangt haben – wobei einzelne Brüche aber ganze Talschaften mit ihrem Material versorgen können, wie z. B. der Glimmermarmorbruch von St. Michael im Lungau (Salzburg) oder die Klammkalkbrüche am Ausgang der östlichen Tauerntäler – sind die kristallinen Marmore von Salla (Steiermark) und dem Krastal (Kärnten) als verschleißfeste, besonders für Fußböden und Treppen bestens geeignete Materialien weithin bekannt. Auch der Stainzer Plattengneis (Steiermark) hat weitverbreitete Verwendung gefunden. Bemerkenswert ist der schöne weiße Marmor von Gummern (Kärnten), der für Bildhauerarbeiten bevorzugt verwendet wird.

Die Kalke des *Drauzuges* und der *Südalpen* werden vor allem zur Erzeugung von Bruchsteinen, Straßenschotter und Branntkalk herangezogen, nur ein kleiner Teil wurde früher gelegentlich auch als Werkstein oder „Marmor" verwendet.

5.1.3.3. Steinbrecherzeugnisse, Splitte

In der weitaus größten Zahl von Steinbrüchen werden nicht Werksteine und Bausteine gewon-

nen, sondern Brecherzeugnisse, Schotter, Splitte und Brechsande, die der Bauindustrie, Straßenbauten und Gleisbettungen zugeführt werden. Auch der in den Werksteinbrüchen anfallende Abfall wird großteils zu Schotter weiterverarbeitet.

In der *Böhmischen Masse* dienen dazu verschiedene Granite, etwa Eisgarner, Neuhauser und Eggenburger Granit, aber auch andere Kristallingesteine wie Granulite von Meidling im Tal (Niederösterreich), Porphyrit und Kersantit von Loja-Persenbeug (Niederösterreich), Gföhler und Spitzer Gneise, Amphibolite und Quarzite, selbst Marmore aus der Spitzer Gegend (Niederösterreich).

Die pliozänen Basalte im steirischen und burgenländischen *Tertiär,* wie etwa von Feldbach, Klöch, Weitendorf (alle Steiermark) und vom Pauliberg (Burgenland) sind gern verwendete Straßenbaustoffe, sofern sich keine Sonnenbrennereigenschaft zeigt.

In der *Waschbergzone* wird Ernstbrunner Kalk neben der Branntkalkerzeugung auch für Straßenbeschotterung verwendet.

Der Kieselkalk des Vorarlberger *Helvetikums* mit seinem diffusen Quarzgehalt gilt als besonders hochwertig. Er weist neben seiner guten Kornform auch eine ausgezeichnete Bitumenhaftung auf und ist daher für Schwarzdecken sehr gesucht. Er wird in großem Umfang bei Götzis und bei Mellau im Bregenzer Wald gebrochen und wurde früher auch als Bahnschotter (Arlbergbahn) verwendet. Den größten Mengenanteil haben jedoch die Schrattenkalkbrüche bei Feldkirch und Dornbirn.

In den *Kalkalpen* werden Kalke und vor allem auch Dolomite für die Splitt- und Schottererzeugung gebrochen. Sie weisen gegenüber den silikatischen Hartgesteinen, die zwar verschleißfester sind, eine wesentlich bessere Bitumenhaftung auf und werden daher für Schwarzdecken und ähnliches verwendet. Die Klüftigkeit, die den Dolomit als Werkstein unbrauchbar macht, wirkt sich hier vor allem für die Erzeugung feinerer Splittkörnungen vorteilhaft aus.

Es seien hier die Hauptdolomitbrüche im südlichen Wienerwald als Beispiel herausgegriffen. Auch Dolomitschutt-Vorkommen etwa in Schwemmkegeln oder natürlichen Halden werden für gleiche Zwecke ausgebeutet.

Von besonderer Wichtigkeit ist der Dachsteinkalk von Golling (Salzburg), der einen bewährten Straßenbau- und Gleisschotter liefert.

Der Diabas aus der *Grauwackenzone* von Saalfelden (Salzburg) wird ebenfalls als Gleisbettungsschotter verwendet. Er zeichnet sich durch eine hohe Schlagbeständigkeit aus, hat allerdings nicht immer die ideale Kornform. Diabassplitt aus Kitzbühel (Tirol) wird hauptsächlich für die Verschleißschichten von Straßen verwendet (Gerlosstraße).

Im alten Fahlerzbergbau Falkenstein bei Schwaz (Tirol) wird zwar schon seit längerer Zeit kein Erz mehr gewonnen, hingegen werden im Jahr an die 100.000 Tonnen Schwazer Dolomit, der durch seinen diffusen Kieselsäuregehalt besonders hochwertig ist, untertägig abgebaut.

Die verschiedenen Kalke des *Grazer Paläozoikums* sind ebenfalls im Straßenbau gern verwendete Materialien.

Ein wesentliches Kriterium für die Verwendbarkeit von Schottern und Splitten ist neben der geforderten Festigkeit und Beständigkeit eine möglichst kubische Kornform. Aus diesem Grund fallen sehr viele *zentralalpine Gesteine,* die schiefrig oder phyllitisch ausgebildet sind, als Splittlieferant aus. Verwendbar sind einerseits Eklogit- und Granatamphibolite, auch Zentralgneis, vor allem aber Diabase sowie Serpentinite bis Bronzitite (Preg, Steiermark), andererseits aber auch Karbonatgesteine, z. B. Hochstegenkalk, Wenns-Veitlehner Kalk, Radstädter Dolomit und „Ballensteiner Kalke" der Hainburger Berge.

Auch im *Drauzug* und in den *Südalpen* werden triadische und paläozoische Kalke vielfach zur Erzeugung von Schottern und Branntkalk herangezogen. Der besonders hochwertige Diabas von Ebriach (Kärnten) wird für Autobahndecken verwendet.

5.1.3.4. Kalk

Kalk ist nicht nur für die Bauindustrie, sondern für eine ganze Palette von Industriezweigen ein unentbehrlicher Rohstoff. Seine Anwendung in Form des gebrannten oder gelöschten Kalkes reicht vom Düngemittelsektor über Eisenverhüttung, Sodafabrikation und andere chemische Industrien, Zuckererzeugung bis zur Gerberei und Glasherstellung.

Früher bestanden in den Kalkalpen eine Unzahl von Kleinstbetrieben und bäuerlichen Nebenbetrieben, die an Ort und Stelle gebrannten Kalk erzeugten. Heute konzentriert sich die Produktion auf einige wenige große Industriebetriebe. Die verwendeten Gesteine gehören verschiedensten stratigraphischen Niveaus und auch verschiedenen geologischen Einheiten an. So wird etwa in Peggau (Steiermark) der devonische Schöckelkalk, in Jenbach (Tirol) anisischer Muschelkalk, in Steyrling (Oberösterreich) und Haiming (Tirol) Wettersteinkalk, in Ludesch (Vorarlberg) kalkiger Hauptdolomit und in Wopfing (Niederösterreich) Dachsteinkalk gebrannt. In Bad Ischl (Oberösterreich) wird Liaskalk, in Ebensee (Oberösterreich) der hochreine

Plassenkalk, in Ernstbrunn (Niederösterreich) Oberjurakalk der Waschbergzone, in Röthis (Vorarlberg) Schrattenkalk und in Gummern (Kärnten) kristalliner Marmor zur Branntkalkerzeugung verwendet.

5.1.3.5. Zement-Rohstoffe

Zur Portlandzementherstellung ist im Rohgut ein bestimmtes, recht eng begrenztes Mischungsverhältnis der Komponenten CaO, SiO_2, Al_2O_3 und Fe_2O_3 erforderlich. Ist dieses Mischungsverhältnis bei gewissen Mergeln von Natur aus vorhanden, spricht man von Naturportlandzementen. Solche Vorkommen sind zu den Ausgangspunkten der Zementerzeugung geworden. Heute werden aber fast ausschließlich Rohgutmischungen aus verschiedenen Kalken und Tonen bzw. Mergeln verwendet, da sich nur so die gestiegenen Anforderungen (große Mengen in mehreren genormten Güteklassen) erfüllen lassen.

Als bekannteste Vorkommen an Naturzementen, die die Grundlage für noch heute bestehende Betriebe bildeten, seien genannt: Zementmergel der Häringer Schichten (Oligozän) von Kirchbichl (Tirol), neokome Schrambachschichten von Gartenau bei Salzburg und Kreidemergel von Wietersdorf (Kärnten). Als kalkige Zuschläge werden in Kirchbichl Lithothamnienkalke, in Gartenau Oberalmer Schichten und Dachsteinkalke und in Wietersdorf eozäne Nummulitenkalke beigefügt.

In Kirchdorf (Oberösterreich) wird das Rohgut statt aus den ursprünglich verwendeten Zementmergeln der Flyschzone seit einiger Zeit aus einer Mischung toniger Opponitzer Kalke mit pleistozänen Tonen von Inzersdorf im Kremstal (Oberösterreich) hergestellt.

Rohgutmischungen aus Leithakalken und tertiären Tonen und Mergeln werden in Mannersdorf (Niederösterreich), Retznei und Weissenegg (Steiermark), aus Mitteltriaskalken und neokomen Mergeln in Kaltenleutgeben bei Wien, aus Dachsteinkalk von Ebensee und Flyschmergeln in Gmunden (Oberösterreich) verarbeitet. Bei Bludenz (Vorarlberg) wird ein komplettes kalkig-toniges Profil vom Oberrhät bis in die Mittelkreide, in Eiberg bei Kufstein (Tirol) Gosaumergel und Opponitzer Kalk, in Vils (Tirol) Zementmergel des Tithon-Neokom und Wettersteinkalk, in Peggau (Steiermark) pleistozäner Ton aus Gratkorn bei Graz und paläozoischer Schöckelkalk verwendet.

5.1.3.6. Kies und Sand

Unverfestigte grob- bis mittelklastische Sedimente liegen zumeist in jungen und jüngsten geologischen Ablagerungsräumen. Diese können rezente Schutthalden sein, Schotterablagerungen in rezenten oder ehemaligen Wasserläufen, rezente oder ältere Schwemmkegel oder Deltas, verlandete Seebecken, eiszeitliche Moränen oder Terrassenschotter. Ihrem Herkunftsgebiet nach sind die Sedimente einförmig oder bunt zusammengesetzt, mit günstigen (runden) oder ungünstigen (plattigen oder stengeligen) Kornformen. Für ihre Verwendung ist auch wichtig, ob sie hauptsächlich aus Karbonat- oder Kristallingeröllen aufgebaut sind. Da die Kornverteilung in natürlichen Sedimenten meist nicht den geforderten Sieblinien entspricht (z. B. ÖNORM B 3304), muß in der Regel eine Aufbereitung (Waschen, Sieben, Brechen des Überkornes) erfolgen.

Mehr als bei anderen mineralischen Rohstoffen kommt es beim Abbau dieser „Massenrohstoffe" zu erheblichen Konfliktsituationen. Zwar erstrecken sich die Verbreitungsgebiete, wie z. B. im Falle von Terrassenschottern, oft über weite Areale mit einer theoretisch dementsprechend großen Anzahl an möglichen Gewinnungsstätten, der verfügbare Raum wird durch die zunehmende Besiedlung aber immer mehr eingeengt. Verschärfend kommt hinzu, daß Massenrohstoffe, an denen die Bauindustrie dringenden Bedarf hat, aus Kostengründen möglichst verbrauchernahe gewonnen werden sollten und auch werden. Die rege Bautätigkeit in den Ballungszentren, wo sich die größten Verbraucher befinden, schafft aber neue Konkurrenz in der Beanspruchung von Nutzflächen insbesondere an den Stadträndern. Die Gewinnung von Massenrohstoffen bringt oft gewisse Umweltbelastungen durch Lärm, Staub, Straßenschmutz etc. mit sich, ja kann sogar in einzelnen Fällen zur Gefährdung der Trinkwasserversorgung aus dem Grundwasser durch Naßbaggerungen oder in weiterer Folge durch die Anlage wilder Mülldeponien in verlassenen, nicht rekultivierten Gruben führen. Aus diesen Gründen stehen weite Kreise, insbesondere der Neuansiedler an den Stadträndern, den Bedürfnissen der Gewinnungsbetriebe reserviert bis ablehnend gegenüber. Das Konkurrenzverhältnis wird zum Konflikt, der Behörden und Gerichte beschäftigt. Hier ist eine verantwortungsbewußte, vorausschauende Raumplanung, die in möglichst objektiver Weise den konkurrierenden Bedürfnissen Rechnung trägt, von größter Wichtigkeit und Notwendigkeit.

Die größten Kies- und Sandabbaugebiete finden sich dementsprechend in der Umgebung der großen Städte, z. B. bei Wien im Steinfeld (Wiener Neustädter und Neunkirchner Schotterkegel), im Marchfeld (Gänserndorfer Schotterflur,

Praterterrasse, Marchauen) und im Tullner Feld (Schotterflur des „Feldes", Auland), weiters im Grazer Becken (Hochterrasse der Mur, z. B. Mautstatt, Andritz, Münzgraben) und im Linzer Raum (Niederterrasse der Welser Heide, oberes Hochflutfeld der Donau; oberoligozäne Linzer Sande). Im Raum um Salzburg werden neben Terrassenschottern auch Moränen (Würmmoräne bei Thalgau) abgebaut. In den Terrassenschottern des Inntales sind besonders in der Umgebung Innsbrucks öfters mächtigere Sandlagen enthalten, die für sich abgebaut werden können. In Vorarlberg dienen vor allem das Flußgebiet der Ill, die Altwässer der Diepoldsauer Rheinschlinge sowie das Gebiet der Bregenzerachmündung der Kies- und Sandgewinnung. Schotter, die in paraglazialen Seen abgelagert wurden, werden im vorderen Bregenzerwald abgebaut.

5.1.3.7. Ziegelrohstoffe

Als Ziegelrohstoffe werden tertiäre Tone und Schluffe, pleistozäne Terrassenlehme, Deckenlehme und verlehmte Lösse verwendet. Tone der Puchkirchner Serie werden bei Eferding (Oberösterreich), Jüngerer Schlier in anderen oberösterreichischen Ziegeleien verarbeitet. Bei Laa an der Thaya (Niederösterreich) sind es Sedimente der karpatischen Laaer Serie. Große Ziegelwerke im Wiener Raum bauen Badener Tegel und Tegel des Pannon ab, in der Steiermark sind es Tone der kohleführenden Süßwasserfolge von Voitsberg. An vielen Orten der Steiermark, z. B. Graz-St. Peter, Eggersdorf, Wundschuh, Gleisdorf, Gasselsdorf, Premstätten, werden pleistozäne Terrassenlehme verwendet, in Bürmoos und Weitwörth bei Salzburg eiszeitliche Bändertone, bei Imst (Tirol) Periglazialtone. Die Bedeutung des Lösses bzw. des Lößlehms für die Ziegelherstellung ist im Rückgang begriffen, er wird aber an manchen Orten des Weinviertels noch verwendet. In Vorarlberg wird zur Zeit eine Mischung aus Mergeln des Helvetikums (Amdener Schichten) mit torfdurchsetztem Auelehm der Rheinebene verziegelt.

Literatur: BACHMAYER F. et al. 1973; BRIX F. 1970; EPPENSTEINER W. & KRZEMIEN R. 1973; FLÜGEL H. W. 1975a; FRIEDRICH R. 1967; GEHART R. 1967; HADITSCH J. G. & LASKOVIC F. 1974; HAUSER A. 1952; KIESLINGER A. 1949, 1953, 1956, 1964, 1967, 1969, 1972; KIRNBAUER F. & GRUBER E. 1967; KLEBELSBERG R. v. 1941; KUFNER O. 1967; KÜPPER H. 1968; OBERHAUSER R. 1973a; PLÖCHINGER B. 1973; Schätze aus Österreichs Boden 1966; THENIUS E. 1974b.

5.1.4. Ölschiefer

Von MARIA HEINRICH

5.1.4.1. Einleitung

Die österreichischen Ölschiefer und die daraus erzeugten pharmazeutischen Präparate („Ichthyol" und andere) sind seit der Entdeckung der heilenden Wirkung des Steinöls im Mittelalter weit über die Grenzen bekannt geworden. Historisch beurkundet ist die Steinölgewinnung im Raum Seefeld seit dem Jahr 1350. Als Energierohstoff hatten die Ölschiefer lediglich um die Mitte des vorigen Jahrhunderts Bedeutung, als es gelang, aus dem Schieferöl Naphtha (Leuchtöl) zu erzeugen, welches aber bald der Konkurrenz durch die sich entwickelnden Erdölprodukte unterlag. Auf Grund der geringen Kubaturen und des zu niedrigen Kohlenwasserstoffgehaltes kommt den österreichischen Ölschiefern auch nach dem heutigen Kenntnisstand keine Bedeutung als Energierohstoff zu.

Im Zeitraum 1949–1976 wurden in Österreich 18.932 t Ölschiefer gefördert und daraus rund 500 t Rohschieferöl erzeugt (Österr. Montan-Handbuch).

5.1.4.2. Vorkommen in der Obertrias und im Lias der Kalkalpen

Zu den bekanntesten Vorkommen von Ölschiefern in Österreich zählen die feingeschichteten, bitumenreichen Dolomitmergellagen im norischen Hauptdolomit im Raum *Seefeld* in Tirol. Nach den Analysen von P. BITTERLI (1962) enthalten die Proben aus Seefeld 4% bis maximal 45% organischen Kohlenstoff und zeigen im Durchschnitt die höchsten Ölextraktwerte aller österreichischen Vorkommen. Mit der Einstellung des Reviers Ankerschlag wird Seefelder Ölschiefer seit 1964 nicht mehr gewonnen. Die zum Bergbau Seefeld gehörende Schwelanlage Maximilianhütte in Reith steht aber noch in Betrieb und verarbeitet importiertes Schieferöl. Im Jahr 1975 wurden etwa 105 t Ichthyol und Spezialpräparate erzeugt.

Weitere Vorkommen von triadischen Bitumenmergeln sind aus dem *Lechtal,* dem Raum *Reutte – Plansee – Fernpaß,* von *Hinterriß* im Karwendel und vom *Achensee* (alle Tirol), sowie

von *Wiestal* bei Hallein (Salzburg) und aus den Gailtaler Alpen *(Gamsgraben, Förolachgraben – Köstendorf* und *Windische Höhe)* bekannt.

Das jurassische Ölschiefervorkommen *Bächental* (Nordwest Achensee, Tirol), wird im Tagbau ausgebeutet. Im Jahr 1976 wurden 930 t Ölschiefer gefördert, im Jahre 1977 420 t. Lithologisch unterscheiden sie sich vom Typ Seefeld durch einen höheren Tongehalt im Sediment; der Gehalt an organischem Kohlenstoff beträgt nach P. BITTERLI 5 bis 10% und der Extraktwert ist etwa um ein Drittel geringer als in Seefeld. Ammonitenfunde stufen das Vorkommen in den Oberlias (Toarc) ein.

Weitere Vorkommen im Lias: *Lechtal-Elbigenalp* (Tirol) und *Untersberg* bei St. Leonhard (Salzburg).

5.1.4.3. Vorkommen in den Gosauschichten der Oberkreide und im Alttertiär auf den Kalkalpen und Zentralalpen

Feinschichtige, bituminöse Kalke und Mergelschiefer mit geringem Ölgehalt kommen in der *Brandenberger Gosau* (Tirol) im Verband mit den Kohleflözen vor.

Die am Nordrand des *Gosaubeckens von Kainach* aufgeschlossenen Bitumenmergel wurden in der Bohrung Afling U 1 202 m mächtig angetroffen. Sie zeigen jedoch nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Dr. KRATOCHVIL, ÖMV-AG, nur sehr geringe Gehalte an organischem Kohlenstoff (~ 1,4%) und sehr geringe Ölextraktwerte (~ 250 ppm).

Ebenfalls mit dem Auftreten von Kohle verbunden sind die *Häringer* Bitumenmergel (Lattorf) des Unterinntaler Tertiärs. Der maximale Gehalt an extrahierbarem Öl liegt nach P. BITTERLI bei etwa 0,5%. Das Vorkommen ist durch den Kohlenbergbau erschlossen worden; zeitweise wurden die Ölschiefer als Nebenprodukt gefördert und verarbeitet.

Literatur: AMPFERER O. 1921, 1922; BITTERLI P. 1962; CZURDA K. 1973; FLÜGEL H. 1975a; HOLZER H. 1968; HRADIL G. 1949, 1953; HRADIL G. & FALSER H. v. 1930; Lagerstättenarchiv Geolog. Bundesanst.; Österr. Montan-Handbuch 1950–1977; KRÖLL A. & HELLER R. 1978; PLÖCHINGER B. & OBERHAUSER R. 1956; RASCH R. 1924; SANDER B. 1921, 1922; TOLLMANN A. 1976a; VOGELTANZ R. 1969.

5.1.5. Kohle

Von MARIA HEINRICH

Mit den Abbildungen 147 bis 149

5.1.5.1. Übersicht

Die Gesamtförderung der österreichischen Kohlenbergbaue an Anthrazit, Steinkohle und Braunkohle von 1946 bis 1977 beträgt rund 160 Mio. t. Die höchste Förderziffer (aus über 40 Betrieben) wurde 1957 mit 7.019.616 t erreicht. Im Jahr 1977 betrug die Förderung aus den inländischen Braunkohlenbergbauen 3.127.473 t, davon entfielen 269.100 t auf Glanzkohle (Bergbau Fohnsdorf) und 2.858.373 t auf lignitische Weichbraunkohle (Köflach-Voitsberger, Wolfsegg-Traunthaler und Salzach-Braunkohlenrevier). Steinkohle wird seit der Schließung der Bergbaue Grünbach (1965) und Ober-Höflein (1967) nicht mehr gefördert. Der Anthrazitschurfbau Nößlach förderte bis 1951, Turrach bis 1959.

Die sicheren, technisch gewinnbaren Lagerstättenvorräte an Braunkohle werden von den Bergbauunternehmungen auf insgesamt rund 58 Mio. t geschätzt (Stand 1977, Österr. Montan-Handbuch 1978). Darüberhinaus laufen in Österreich derzeit mehrere Untersuchungsprogramme mit dem Ziel, die Lagerstättenvorräte stillgelegter Betriebe zu überprüfen und neue Lagerstätten in kohlehöffigen Gebieten zu erschließen.

Eine neue Perspektive zur besseren Nutzung der heimischen Kohlereserven könnte die In situ-Kohlevergasung (Kohle-Untertagevergasung) bieten; Studien über die Eignung österreichischer Lagerstätten für dieses Verfahren laufen (S. PIRKLBAUER 1976).

5.1.5.2. Anthrazit

Aus dem Oberkarbon der Gurktaler Alpen sind Anthrazite von der *Stangalm* und von mehreren Stellen in der Umgebung der *Turracher Höhe* (Turracher See, Schwarzsee, Brandlalm) bekannt. Sie wurden zuletzt bis 1959 beschürft. Das wirtschaftlich bedeutendste Anthrazitvorkommen liegt im Oberkarbon des *Nößlachjochs* („Steinacher Joch") im Brennergebiet. Im vorigen Jahrhundert wurde der verwitterte Anthrazit

der natürlichen Ausbisse von den Einheimischen als Farberde verkauft. Von 1924 bis 1951 wurde der Anthrazit in mehreren Schurfen und Stollen bergmännisch gewonnen. Von 1946 bis zur Schließung 1951 förderte der Bergbau Nößlach 31.500 t Anthrazit mit einem Heizwert von 29.300 bis 33.500 kJ/kg (7.000 bis 8.000 kcal). Nach O. SCHMIDEGG (1949) liegen die primär etwa 2,5 m mächtigen Flöze in einer Schiefer-Sandstein-Zone und zeigen infolge tektonischer Beanspruchung starke Mächtigkeitsschwankungen; es wird angenommen, daß es sich nur um eine Flözzone handelt, die auf Grund eines stufenartigen Absitzens nach Osten vervielfacht ist und in verschiedenen Höhen ausbeißt.

Die Anthrazite am *Tomritsch* (Karnische Alpen) liegen unmittelbar auf den basalen Transgressionssedimenten der Auernigschichten über den Hochwipfelschichten, das Vorkommen östlich der Naßfeldhütte auf der *Kronalm* gehört einem höheren Niveau, der mittleren kalkarmen Gruppe der Auernigschichten an (F. KAHLER & S. PREY, 1963). Weitere Anthrazitflöze in den Auernigschichten sind bei *Watschig* und von der *Straniger Alm* bekannt.

Als ältestes Anthrazitvorkommen Österreichs sei nach frdl. mdl. Mitt. von H. P. SCHÖNLAUB ein geringmächtiger Anthrazithorizont aus dem Silur des Cellon-Profils in den Karnischen Alpen mit einem Kohlenstoffgehalt von 97% erwähnt.

5.1.5.3. Steinkohle

5.1.5.3.1. Vorkommen im Molasseuntergrund

Einige Tiefbohrungen der Erdölgesellschaften haben im Molasseuntergrund Oberösterreichs und Salzburgs kohleführendes Oberkarbon und nördlich der Donau in Niederösterreich Lias in Grestener Fazies mit Kohlelagen angetroffen. Alle Vorkommen liegen in Teufen von 2.000 bis 3.000 m und tiefer.

5.1.5.3.2. Vorkommen im Grestener Lias der Klippenzone und in der kalkalpinen Obertrias

Die beste österreichische Steinkohle, mit einem Heizwert von 31.400–33.500 kJ/kg (7.500 bis 8.000 kcal), liegt in der Grestener Klippenzone am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. Die Flöze liegen mit küstennah abgelagerten Arkosen, Sandsteinen, Schiefertonen und Mergelschiefern im unteren Abschnitt der Grestener Schichten. Ihr Auftreten in isolierten tektonischen Klippen begrenzt die Verbreitung, Ausdehnung und Ergiebigkeit der Lagerstätten; daher konnte sich in den meist stark gestörten Schichten trotz der guten Qualität der Kohle kein kontinuierlicher Bergbau entwickeln. Die wichtigsten Vorkommen sind *Bernreit* bei Hainfeld, *Gresten, Ybbsitz, Hinterholz, Großau* bei Waidhofen, *Buchschachen* und *Pechgraben* nördlich Großraming.

Die Lunzer Schichten des Karn, die im östlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen entwickelt sind, enthalten in ihren hangenden Partien, dem Lunzer Schieferton-Komplex, an zahlreichen Stellen Flöze hochwertiger Steinkohle (Heizwert: 21.000–31.400 kJ/kg = 5.000 bis 7.500 kcal). Die Vorkommen von Lunzer Steinkohle erstrekken sich etwa von der Westgrenze Niederösterreichs bis nach Kaltenleutgeben bei Wien. Besonders im vorigen Jahrhundert wurde diese Steinkohle in zahlreichen Bergbauen gefördert und als Brennstoff für die lokale Eisenindustrie („Eisenwurzen") verwendet. Die Geologie all dieser kleineren und größeren Lagerstätten ist durch die alpine Tektonik mit ihrem intensiven Schuppen- und Faltenbau in den Nördlichen Kalkalpen bestimmt. Meist sind mehrere Flöze ausgebildet; sie sind stark verfaltet und zeigen große Mächtigkeitsschwankungen (0 bis 7 m). 1962 wurde mit der Stillegung des Bergbaues *Gaming* der letzte Bergbau, der Lunzer Kohle förderte, geschlossen. Neben Gaming gehörten *Holzapfel* und *Pramelreith* bei Lunz und der Bergbau *Schrambach* bei Lilienfeld, der nach 100jähriger Betriebszeit während des 2. Weltkrieges geschlossen wurde, zu den bedeutenderen Lagerstätten.

In den Raibler Schichten der westlichen Kalkalpen ist es in geringerem Ausmaß zu Flözbildung gekommen. Die meist nur dm-mächtigen Kohlen wurden in kleinen Schurfen bei *Lech, Reutte, Nassereith* und *Telfs* abgebaut.

5.1.5.3.3. Vorkommen in den Gosauschichten der Oberkreide auf den Kalkalpen und Zentralalpen

Regressionsphasen des Gosaumeeres mit Süßwassereinfluß im Laufe des oberkretazischen Sedimentationszyklus der Gosauablagerungen führten in zahlreichen Becken sowohl auf den Nördlichen Kalkalpen als auch auf den Zentralalpen zu Kohlebildung.

In der campanen, bis 650 m mächtigen kohleflözführenden Serie der Gosaumulde von *Grünbach – Neue Welt* lag die wichtigste Steinkohlenlagerstätte Österreichs. Die brackisch bis limnische, gegen das Hangende auch marin beeinflußte Serie umfaßt Schiefertone, Tonmergel, Sandsteine und Konglomerate, eingeschaltet sind Actaeonellen- und Nerineenkalke und zwei (Grünbach) bis vier (Neue Welt) Flözzonen, die seit Beginn des vorigen Jahrhunderts wirtschaftlich genutzt wurden (B. PLÖCHINGER, 1961).

Der Bergbau Grünbach, seit 1831 in Betrieb, förderte aus insgesamt acht bis 2,5 m mächtigen

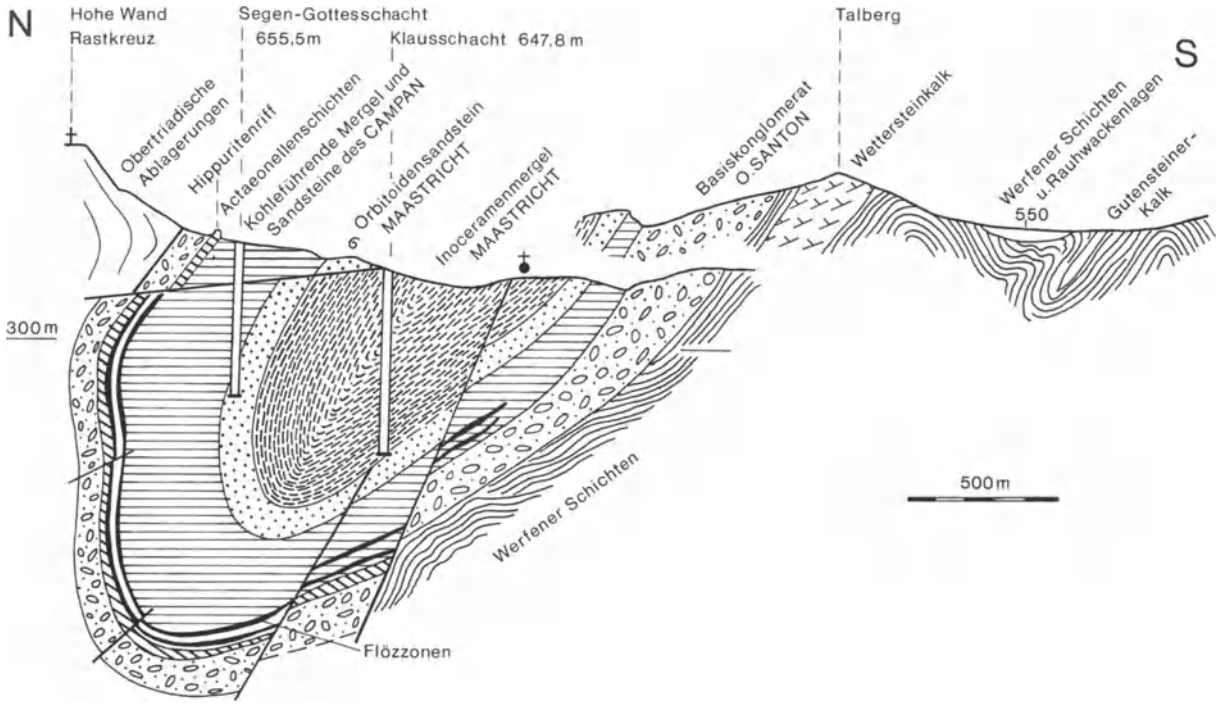


Abb. 147. Profil durch die Gosaumulde von Grünbach nach B. PLÖCHINGER (1961)

Steinkohlenflözen, die auf Grund des steilen Muldenbaus (siehe Abb. 147) bis in beträchtliche Tiefen verfolgt werden mußten. Der Bergbau wurde 1965 stillgelegt, die Förderung seit 1947 betrug rund 2 Mio. t Steinkohle mit einem Heizwert von 23.000–28.500 kJ/kg (5.500 bis 6.800 kcal). Insgesamt wurden in der 140jährigen Betriebszeit rund 11 Mio. t gefördert. Der benachbarte Bergbau Hohe Wand bei Ober-Höflein förderte im Jahr 1966 rund 20.500 t, 1967 wurde er nach 14jähriger Betriebszeit ebenfalls geschlossen (Förderung 1954–1967: rund 140.000 t).

Ähnliche, campane und zum Teil auch ältere (Coniac-Santon) Kohleserien treten in der *Brandenberger Gosau,* im *Unterinntaler Gosaubecken,* in der Gosau bei *St. Wolfgang,* in den Becken von *Gosau, Abtenau* und *Windischgarsten, Weißwasser – Unterlaussa* und im Becken von *Gams* auf. In all diesen Vorkommen gingen früher kleine Berg- und Schurfbaue von mehr oder weniger kurzfristiger wirtschaftlicher Bedeutung um.

Auch die geringmächtigen Kohleflöze bei *Geisthal,* am Nordostrand des Kainacher Gosaubeckens, wurden zeitweilig beschürft.

5.1.5.4. Braunkohle

5.1.5.4.1. Übersicht über die regionale und stratigraphische Verbreitung

Tertiäre Braunkohle – teils lignitische Braunkohle, teils Glanzkohle – ist in der Waschbergzone, im Krappfeld-Eozän, in der Molassezone, im Wiener Becken und im Steirischen Becken mit den Randbuchten zur Pannonischen Ebene und in den kleineren inneralpinen Tertiärvorkommen in verschiedenen stratigraphischen Niveaus verbreitet. Einen Überblick über die stratigraphische Position der wichtigsten tertiären Kohlevorkommen in den geologischen Einheiten soll Abb. 149 geben. Zu den Vorkommen von pleistozänen Schieferkohlen siehe ebenfalls Abb. 149.

5.1.5.4.2. Gebiete mit in Abbau befindlichen Vorkommen

Das *Salzach-Braunkohlenrevier*: Die kohleführenden Süßwasserschichten der oberösterreichischen Molassezone enthalten nach den grundlegenden Arbeiten von G. GÖTZINGER (1925) und F. ABERER (1958) im Salzach-Revier drei Flözhorizonte des Baden (Trimmelkamer Flözgruppe mit Unter-, Mittel- und Hangendflöz), das im

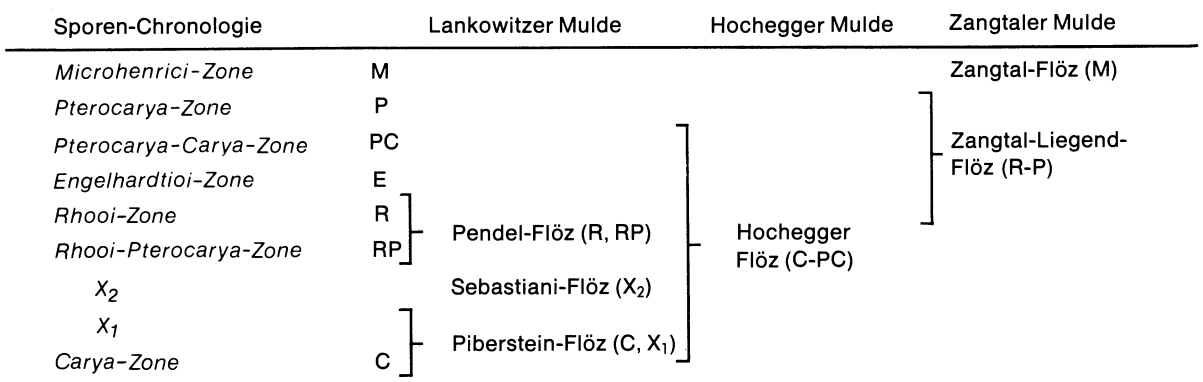


Abb. 148. Sporen-Chronologie und Flözkorrelation im Köflach-Voitsberger Becken nach W. KLAUS (1954) aus H. W. FLÜGEL (1975)

Hangenden lokal entwickelte Radegunder Flöz wird in das unterste Sarmat eingestuft. Die Graue Serie mit der Trimmelkamer Flözgruppe über geringmächtigen Basisschichten liegt diskordant auf einem Erosionsrelief des brakkisch-marinen Untergrundes (Ottnang). Die welligflächigen Flöze sind 1,5 bis 5 m mächtig , wobei die größten Mächtigkeiten jeweils im Muldentiefsten auftreten. Vor allem das Unterflöz zeigt eine deutliche Abhängigkeit von der paläogeographischen Position: es spaltet gegen die Muldenränder auf und vertaubt. Das 40 cm bis 80 cm mächtige Hangendflöz ist unbauwürdig. Der Heizwert der reinen Kohle beträgt durchschnittlich 15.100 kJ (3.600 kcal).

Die Lagerstätte Trimmelkam wurde nach dem 1. Weltkrieg entdeckt, doch erst nach dem 2. Weltkrieg setzte eine sprunghafte Entwicklung des Bergbaus durch die Gründung der Salzach-Kohlenbergbau-Ges. m. b. H. im Jahr 1947 ein. Die Förderung im Jahr 1977 betrug 560.000 t.

Im *Wolfsegg-Traunthaler Braunkohlenrevier,* dem zweitgrößten Revier Österreichs, wird stückige Weichbraunkohle des Unterpannon abgebaut. Die bis 60 m mächtige produktive Kohlentonserie mit drei Flözhorizonten liegt mit einer Schichtlücke auf einem Erosionsrelief der Innviertler Serie (Ottnang). Wie im Salzach-Revier ist eine Abhängigkeit der Kohlenmächtigkeit vom Liegendrelief gegeben (W. POHL, 1968). Das Unterflöz ist nur im tieferen, südwestlichen Teil des Hausruck ausgebildet; es wird selten mächtiger als 3 m. Mittel- und Hangendflöz (bis 4 m mächtig) sind praktisch im ganzen Revier entwickelt. Nach W. POHL (1968) entspricht die Moorfazies der Hausruckkohle dem Typ der Sequoia-Mischwaldmoore mit zeitlich und räumlich wechselndem Anteil von Angiospermen.

Die Hausruckkohle wird seit der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts bergmännisch gewonnen; 1854 wurde die Wolfsegg-Traunthaler Kohlenbergwerksgesellschaft gegründet, in der die meisten der bis dahin einzelnen Herrschaften und Bauern gehörenden Gruben zusammengeschlossen wurden. Im Jahr 1964 betrug die Gesamtförderung der Wolfsegg-Traunthaler Kohlenwerks-AG 1.033.267 t (gefördert aus neun Grubenbetrieben, Heizwert ca. 12.500 kJ/kg = 3.000 kcal). Heute wird in Österreichs zweitgrößtem Braunkohlenrevier nur mehr aus zwei Grubenbetrieben (Hinterschlagen und Schmitzberg) gefördert und die Gesamtfördermenge 1977 betrug mit 529.809 t nur noch etwa die Hälfte des Wertes von 1964.

Die *Fohnsdorfer Kohlenmulde* (Obersteirisches Glanzkohlenrevier), Teil des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens, birgt das bedeutendste Kohlevorkommen der inneralpinen Tertiärablagerungen der Norischen Senke. Der Bergbau Fohnsdorf liegt in dem mit rund 20° nach Süden einfallenden Nordschenkel der Mulde, die nicht erschlossene Südflanke ist steil aufgerichtet und dürfte durch mehrere Staffelbrüche stark gestört sein. Die streichende Ausdehnung des Glanzkohlenflözes (Heizwert 22.200–23.000 kJ/kg = 5.300 bis 5.500 kcal) beträgt etwa 5 km, die Mächtigkeit des zum Teil in Ober- und Unterbank gegliederten Flözes ist im Westen mit etwa 9 m am größten, sie nimmt nach H. POLESNY (1970) gegen Süden, Südosten und Osten unter gleichzeitiger Mächtigkeitszunahme der klastischen Liegendschichten deutlich ab und vertaubt. Nach den Ergebnissen von A. PAPP (in H. POLESNY, 1970) ist karpatisches Alter bis über das Flözniveau fossilbelegt, angenommen wird es auch für den Großteil der darüber liegenden feinkörnigen Schichtfolge.

Bergbau wird in Fohnsdorf seit dem 17. Jahrhundert betrieben. Mit Abbauteufen bis 1130 m ist der Bergbau Fohnsdorf der Graz-Köflacher

DIE REGIONALE UND STRATIGRAPHISCHE POSITION DER WICHTIGSTEN BRAUNKOHLEVORKOMMEN

(Zusammengestellt von M. HEINRICH)

		MOLASSEZONE			
		Vorarlberg	Tirol	Oberösterreich	Niederösterreich
MIOZÄN	Pannon			Kohleführende Süßwasserschichten: **Wolfsegg-Traunthaler Revier** 24,727.116 t	
	Sarmat			Radegunder-,Höringer-,Munderfinger Flöz	
	Baden			**Salzach-Kohlenrevier** 3,215.172 t	
	Karpat				
	Ottnang	*Wirtatobel* 1948 1539 t			
	Eggenburg				
OLIGOZÄN	Eger			*Haizing, Walding-Mursberg*	*Statzendorf*, 1964 25.683 t; *Angern*, 1963 2.683 t; *Starzing-Hagenau* 1958 8.084 t; *Langau* 1963 2,627.764 t
	Rupel				
	Lattorf		„INNTAL-TERTIÄR" *Häring, Kössen* 1954 170.231 t		
EOZÄN	O-Eozän			*Limnische Serie mit Glanzkohle* (in Tiefbohrungen)	WASCHBERGZONE *Altruppersdorf*

		NORISCHE SENKE UND ENNSTAL-TERTIÄR	KLAGENFURTER BECKEN	LAVANTTAL
MIOZÄN	Pannon		Penken-Turia, Stein	
	Sarmat		*Oberloibach, Lobnig, Liescha* 1949 2.000 t	Kuchler Flöz 1959; Hangend-Liegend-Flöz; Totzer Flöz; Andersdorf 1953 16.190 t; St. Stefan-Wolkersdorf 1968 11,353.629 t
	Baden	? *Göriach* 1955 291.592 t		Oppersdorfer-,Siegelsdorfer Flöz
	Karpat	Ratten, *Parschlug, Bruck, Seegraben, Trofaiach*, 1960 1,345.394 t; 1959 58.181 t; 1964 3,964.117 t (seit 1726: etwa 32 Mio. t); *Fohnsdorf, Feeberg, Tamsweg, Wagrain, Gröbming* 15,435.652 t		? Wiesenau, *Obdach* 1961 638.411 t; 1949 1.110 t
EOZÄN	O-Eozän		KRAPPFELD-EOZÄN *Sittenberg-Klein St. Paul, Guttaring-Sonnberg* 1961 153.229 t	

PLEISTOZÄNE SCHIEFERKOHLEN

Tirol	Kärnten	Steiermark
Hopfgarten, Ampaß	Podlanig, St. Stephan-Nieselach, Feistritz 1948 520 t	Klaus-Pichl b. Schladming, Grünberg b. Steyr 1948 2.038 t

		WIENER BECKEN UND RANDBUCHTEN	STEIRISCHES BECKEN UND RANDBUCHTEN
MIOZÄN	Pont	F: Zillingdorf-Neufeld-Steinbrunn, Sollenau, Rattersdorf 1954 1960 314.987 t 234.571 t	F: Höll-Deutsch Schützen-Bildein, Rechnitz, Bachselten D: Hennersdorf
	Pannon		C: Ilz-Kleegraben-Mutzenfeld 1964 220.123 t B: Obere Kohleführende Serie von Weiz, Paldau
	Sarmat		Untere Kohleführende Serie von Weiz: Lignit v. Feldbach Busental, Oberdorf, Klein-Semmering 1952 1958 1955 3838 t 42.476 t 15.519 t
	Baden	Neusiedl-Grillenberg, Pöllau, Ritzing, Bubendorf 1959 1955 1954 234.281 t 14.080 t 427 t	St.Oswald, St.Bartholomä, Mantscha, Thal, Stiwoll, Stollhofen Tauchen, Schreibersdorf 1967 Naas, Passail 2,924.669 t
	Karpat		**Köflach-Voitsberger Revier** rund 66 Mio t *Pölfing-Bergla, Tombach, Vordersdorf, Gregori u.a.* Mittlere Eibiswalder Schichten: 1975 1967 1956 1961 4,668.425 t 404.673 t 164.961 t 72.766 t
	Ottnang	*Hart, Pitten, Brennberg, Sieggraben* 1949 5.348 t	Untere Eibiswalder Schichten: *Stammeregg*

Abb. 149. Braunkohlen in Tertiär und Quartär: Lagerstätten, die nach 1945 ausgebeutet wurden, sind durch die Jahreszahl der Stillegung bzw. durch **Fettdruck,** falls sie derzeit (1977) **noch in Betrieb** stehen und durch die Fördermenge seit dem Jahr 1947 beschreiben. *Schrägdruck* bezeichnet *Vorkommen von Glanzkohle*

Eisenbahn- und Bergbaugesellschaft der tiefste Braunkohlenbergbau Österreichs. Wegen der hohen Temperaturen, der starken Methanausgasung (25–40 m³ CH_4/Tag), der Kohlenstaubexplosions- und der Brandgefahr mußten größte Anstrengungen unternommen werden, um die Bewetterung zu regulieren und die Sicherheit in der Grube zu gewährleisten. Dies, die Vertaubung gegen Osten und Südosten und die Komplikationen durch stärkere Tektonik im Westen gestalteten die wirtschaftliche Lage des Bergbaus Fohnsdorf seit Jahren ungünstig; am 31. 12. 1978 wurde der Betrieb eingestellt.

Das *Köflach-Voitsberger Braunkohlenbecken* (Weststeirisches Braunkohlenrevier) ist durch ein kräftiges Grundgebirgsrelief in mehrere bis 300 m tiefe, relativ schmale Teilmulden gegliedert. Die jungtertiäre Sedimentfüllung mit den bis 100 m mächtigen Liegendschichten und der produktiven Serie mit insgesamt vier Flözhorizonten wird von K. Kollmann (1965) in das Karpat, die limnisch-fluviatilen Hangendschichten in das Baden eingestuft. In den einzelnen Mulden sind ein bis drei (bis 70 m mächtige) Flözhorizonte ausgebildet, die nach W. Klaus (1954) verschiedene stratigraphische Position und Reichweite besitzen (siehe Abb. 148) und regionale Unterschiede in der Moorfazies und im Inkohlungsgrad aufweisen (W. Pohl, 1970, 1976).

Die Untersuchungen über die Moorfazies der Flöze (W. Pohl, 1970) zeigen, daß in den unteren Flözen des Westreviers (Pibersteiner Flöz) an der Torfbildung vorwiegend Angiospermen, im Osten (Zangtal und Oberdorf) dagegen vorwiegend Koniferen beteiligt waren, während in den höheren Flözen des Westreviers (Sebastiani- und Pendel-Flöz) und im Mittelrevier ein Wechsel beider Moorfazies zu beobachten ist. Die Kohle ist eine stückige Weichbraunkohle, der Heizwert liegt im Westen bei 15.100 kJ/kg (3.600 kcal), im Mittelrevier bei 14.200 kJ/kg (3.400 kcal) und im Osten bei 13.000 kJ/kg (3.100 kcal); W. Pohl führt den Unterschied im

Reifegrad der Kohle auf unterschiedlichen Ablauf der biochemischen Umsetzungen im ehemaligen Torf zurück.

Teils im Tiefbau, teils im Tagbau wird seit dem Beginn des 18. Jahrhunderts Kohle abgebaut. Im Jahr 1977 förderten die Betriebe der Graz-Köflacher Eisenbahn- und Bergbaugesellschaft im Raum Köflach-Voitsberg insgesamt 1.768.564 t Braunkohle, das sind 59% der gesamten Kohleförderung Österreichs.

5.1.5.4.3. Hoffnungsgebiete

Im Raum *Höll – Deutsch-Schützen* (südliches Burgenland) hat eine Serie von Untersuchungsbohrungen, die in den Jahren zwischen 1954 und 1958 abgeteuft wurden, Vorräte von rund 12 Mio. t oberpannonen Lignits erkennen lassen. Erbohrt wurden ein bis zwei Lignitflöze der etwa 100 m mächtigen Kohlenfolge des Oberpannon (= Pont, Zone F), die entlang des Ostabhanges der Südburgenländischen Schwelle zwischen Deutsch-Schützen, Höll und Kulm unter Alluvionen der Pinka bis nahe an die Oberfläche tritt und gegen Osten unter pleistozäne Schotter in Richtung Pannonische Tiefebene fällt. Das Vorkommen ist die Fortsetzung einer Lagerstätte auf ungarischem Staatsgebiet, die anhand von Kernbohrungen eingehend untersucht worden ist. Es konnten vier abbauwürdige Flöze (Heizwert: 8.000–8.400 kJ/kg = 1.900 bis 2.000 kcal) nachgewiesen werden. Untersuchungen auf österreichischem Gebiet sind im Gange.

Im *Lavanttaler Revier* werden derzeit Untersuchungen über die Größe der Reserven und Möglichkeiten einer Gewinnung im Tagbau in der engeren und weiteren Umgebung der ehemaligen Bergbaue St. Stefan – Wolkersdorf (1968 stillgelegt) und Wiesenau (1961 stillgelegt) durchgeführt.

Die Tertiärfüllung (Baden – Pannon) der langgestreckten, etwa SSE-NNW verlaufenden Lavanttaler Tertiärmulde birgt in ihrem breiten Nordteil, der St. Stefaner Mulde, mehrere bis 3 m mächtige Flözhorizonte. Die Flöze der Liegendschichten, Oppersdorfer-, Siegelsdorfer- und Totzer Flöz, sind nur geringmächtig. Darüber folgen schalenförmig übereinanderliegend St. Stefaner Liegend- und Hangendflöz (Untersarmat) und das bis 1959 abgebaute obersarmatische Kuchler Flöz (P. Beck-Mannagetta et al., 1952). Liegendflöz (1,7 bis 2,2 m mächtig) und Hangendflöz (bis 3 m mächtig) sind voneinander getrennt).

Die Zentralschachtanlage Wolkersdorf (365 m tief) förderte 1966 über 600.000 t Braunkohle aus Liegend- und Hangendflöz; im Jahr 1967 ging die Förderung infolge eines Wassereinbruches und eines Grubenbrandes um 25% zurück und im März 1968 wurde der Betrieb eingestellt.

Literatur: Aberer F. 1958; Ampferer O. 1921a, 1922; Beck-Mannagetta P. et al. 1952, 1966; Braumüller E. 1961; Blumrich J. 1948; Brix F. & Götzinger K. 1964; Civran G. et al. 1943; Flügel H. W. 1975a; Fritz E. J. 1971; Fuchs W. 1964, 1972, 1977; Götzinger G. 1925; Grill R. 1952, 1968; Grill R. & Waldmann L. 1951; Hofmann E. 1933; Holzer H. 1963; Holzer H. & Ruttner A. 1960, 1961; Janoschek R. 1960; Kahler F. 1933, 1938, 1951, 1953; Kahler F. & Prey S. 1963; Klaus W. 1954, 1955a, 1956; Köttner A. 1975; Kohlenplan 1948; Kollmann K. 1965; Lagerstättenarchiv der Geolog. Bundesanstalt; Lechner K. 1948–1956; Lechner K. et al. 1958, 1964; Lipold M. v. 1865; Metz K. 1973; Mineralkohlen Österreichs 1903; Neubauer W. 1949; Österreichisches Montan-Handbuch 1948–1977; Papp A. 1951; Papp A. & Turnovsky K. 1964; Papp A. et al. 1968; Petrascheck W. 1908, 1920, 1922–1929, 1937, 1941; Pirklbauer S. 1976; Plöchinger B. 1961; Pohl W. 1968, 1970a, b, 1976; Polesny H. 1970; Resch, W. 1977; Ruttner A. 1938, 1948–1954, 1957; Schaffer F. X. & Grill R. 1951; Schmidegg O. 1949; Schwackhöfer F. 1928; Tauber A. 1959; Tollmann A. 1976a; Vasicek W. 1977; Vetters H. 1923; Winkler-Hermaden A. 1936, 1951; Zapfe H. 1956.

5.1.6. Torf

Von Ilse Draxler

5.1.6.1. Allgemeines

Torf entsteht aus den Pflanzenbeständen eines Moores, die sich infolge Sauerstoffmangels auf Grund der Wasserbedeckung nur unvollständig zersetzen. Die Vertorfung erfolgt nur unter der Vegetationsdecke im oberflächennahen Bereich. Die tieferen Torfschichten bleiben dabei chemisch unverändert.

Unter einem Moor versteht man torfbildende Vegetationsbestände mit den daraus entstandenen Torflagen ab einer Mächtigkeit von mindestens 30 cm (K. Göttlich, 1976). Moore mit geringerer Torfmächtigkeit werden als Anmoore bezeichnet.

Torf besteht aus pflanzlichen Geweberesten, die noch bis zur Art bestimmbar sein können, und aus Huminstoffen. Auf Grund dieses Verhältnisses wird der Zersetzungsgrad bestimmt. Die von der Vegetation der Umgebung eingewehten Pollen und Sporen bleiben in vielen Fäl-

len unzersetzt erhalten und erlauben eine genaue stratigraphische Gliederung der Torflager mit Hilfe der Pollenanalyse.

Die Moore werden je nach Morphologie, Wasserversorgung, Nährstoffgehalt, Vegetation und Torfbeschaffenheit gegliedert. Die Haupttypen sind die Hochmoore (uhrglasförmig gewölbte Oberfläche, regenwassergenährt) und die Niedermoore (nicht aufgewölbt, unter dem Einfluß von Grundwasser stehend). Die Entstehung der Moore geht vielfach auf verlandete Restseen in den Eiszerfallslandschaften (Verlandungsniedermoore) zurück oder ist durch die Versumpfung des Untergrundes bedingt (Versumpfungsniedermoore).

Moore begannen sich bereits vor mehr als 12.000 Jahren im Würmspätglazial zu entwikkeln. Die Torfprofile sind meist entsprechend gegliedert und beginnen mit stärker zersetzten Riedgras- und Schilftorfschichten des Niedermoorstadiums. Darüber folgt meist ein Übergangsmoortorf, in den auch noch ein Bruchwaldhorizont eingeschaltet sein kann. Erst dann beginnt der wenig zersetzte Hochmoortorf (Wollgrasmoostorf). Die umfassendsten Darstellungen über Moorvorkommen in Österreich findet man in V. Zailer, 1910; K. Riederer & V. Zailer, 1911; H. Schreiber, 1910 und 1913.

Die Verbreitung der Moore ist in der Übersichtskarte der Moore Österreichs (1935) dargestellt. Damals wurden 1108 Moore (799 Hochmoore, 309 Niedermoore, mit einer Gesamtfläche von 22.389 ha) verzeichnet. Sie umfassen ein Vorkommen von über 50 Mio. t Torf.

5.1.6.2. Niedermoore

Den größten Anteil an Moorflächen haben die Niedermoore im Tal- und Flußbereich sowie um Seen. Die Vegetation der Niedermoore ist wegen der Beeinflussung durch nährstoffreiches Grundwasser oft üppig und artenreich. Die organische Stoffproduktion ist daher groß, so daß sich mächtige Torflager bilden. Niedermoortorf ist nährstoffreich und mineralhältig und eignet sich für die Gewinnung landwirtschaftlichen Bodens. Meist ist der Torf infolge Sauerstoffzufuhr aus dem bewegten Grundwasser und wegen des höheren pH Wertes stärker zersetzt. Er enthält nur mehr wenig oder keine strukturierten Pflanzenteile. Das ehemals größte Flachmoor von Österreich war das Hanságmoor im Burgenland mit 1834 ha, das aber durch Entwässerung in landwirtschaftlich nutzbaren Boden umgewandelt wurde. Die Rheintalmoore in Vorarlberg mit 2078 ha (mit Mächtigkeiten bis 11 m), das Bleistättermoor im Klagenfurter Becken mit 564 ha (mit Mächtigkeiten über 11 m) sind ebenfalls Niedermoore.

Einer der größten Moorkomplexe Österreichs ist das Ibmer Weitmoos und das Bürmoos, die in der Eiszerfallslandschaft eines Seitenzweiges des Salzachgletschers entstanden sind. Diese Moore setzen sich aus Niedermoor-, Zwischenmoor- und Hochmoorgebieten zusammen.

5.1.6.3. Hochmoore

Hochmoore sind geringer in der Ausdehnung. Sie treten aber, wenn die klimatischen Voraussetzungen (große Niederschlagsmengen im Sommer bei geringer Verdunstung) und geeignete Bodenformen (abflußlose Mulden) gegeben sind, gehäuft auf. Die hochmoorreichsten Gebiete Österreichs sind das Wald- und Mühlviertel, der Lungau, der Bregenzerwald, das obere Ennstal, die Umgebung von Salzburg sowie das Salzkammergut. Charakteristisch für die meisten Hochmoore ist der Latschenbewuchs und die Bleichmoose (Sphagnum-Arten), die neben dem Wollgras die Haupttorfbildner darstellen. Die Hochmoortorflagen sind im Durchschnitt nur 4–5 m mächtig. Die Entwicklung von Hochmooren setzte erst in den klimatisch günstigeren Abschnitten des Postglazials ein (Ende Präboreal, Boreal, Atlantikum). Hochmoortorf entsteht unabhängig vom Grundwasserspiegel in saurem Milieu (pH 3–5) und ist daher nur schwach zersetzt. Der Mineralstoffgehalt ist gering. Hochmoortorf ist in erster Linie für landwirtschaftliche Zwecke als Torfstreu und Torfmull und in der Medizin als Bädertorf verwertbar. Industrielle Torfgewinnung für Torfmullerzeugung besteht zur Zeit im Ennstal bei Frauenberg, bei Heinreichs im Waldviertel sowie im Weitmoos in Oberösterreich. Hochmoortorf, vor allem etwas stärker zersetzter aschenarmer Torf, eignet sich als Brenntorf.

5.1.6.4. Vorräte

Von den ca. 50 Mio. t Torfvorräten wären ca. 30 Mio. als Brenntorf verwendbar. Die Brenntorfgewinnung nahm in Krisenzeiten bei Brennstoffmangel an Bedeutung zu. In den Nachkriegsjahren bis 1956 wurden in Österreich jährlich ca. 40.000–50.000 t Brenntorf produziert. Heute werden nur mehr ganz unbedeutende Mengen im Handstichverfahren in bäuerlichen Kleinstbetrieben gewonnen, die amtlich nicht mehr verzeichnet werden (Österreichisches Montanhandbuch 1946–1977).

Brenntorf hat im lufttrockenen Zustand einen Heizwert von 3000–3800 kcal (= 15.500–15.900 kJ). Wenn auch die Kleinheit der

Vorkommen einer wirtschaftlichen Nutzung im Großen entgegenstehen, so ist doch nach wie vor eine gewisse Bedeutung als Krisenbrennstoff gegeben (K. GÖTTLICH, 1976).

Literatur: CAJANDER A. K. 1913; GÖTTLICH K. 1976; RIEDERER K. & ZAILER V. 1911; SCHREIBER H. 1910, 1913; Übersichtskarte der Moore Österreichs 1935; ZAILER V. 1910.

5.1.7. Erdöl und Erdgas

Von RUDOLF GRILL und WERNER JANOSCHEK

Mit den Abbildungen 150 bis 156

5.1.7.1. Übersicht

Mit Ende des Jahres 1978 waren 32.214 km² oder 38,4% des österreichischen Staatsgebietes durch Aufsuchungsgebiete für Kohlenwasserstoffe abgedeckt (einschließlich Gewinnungsfelder). Sie bedecken praktisch zur Gänze die großen tertiären Becken, also die Molassezone mit der Waschbergzone, das Wiener Becken und das Steirische Becken mit den angrenzenden Teilen des Pannonischen Beckens von der Mur bis zur Donau. Zur Gänze ist auch die Flyschzone in den Explorationsbereich einbezogen und bedeutende Teile der Nördlichen Kalkalpen. Als neueste Entwicklung kommt Explorationstätigkeit im Grazer Paläozoikum und in der Kainacher Gosau dazu. Die österreichische Erdöl- und Erdgasproduktion stammt aus der Molassezone bzw. Waschbergzone und dem Wiener Becken. Bei den bisherigen Arbeiten in den übrigen geologischen Einheiten wurden wohl erste Erfolge erzielt, ein wirtschaftlicher Fund liegt aber noch nicht vor.

Im Steirischen Becken wurden bisher 17 Tiefbohrungen abgeteuft, von denen insbesondere die Bohrung Walkersdorf 1 schöne Gasspuren mit Kondensat erbrachte. Die Wahrscheinlichkeit, daß hier Kohlenwasserstoff-Lagerstätten in der jungtertiären Beckenfüllung oder im Untergrund zu finden sind, ist nach wie vor gegeben. In den gegen Nordosten anschließenden Randgebieten des Pannonischen Beckens wurden im Umkreis des burgenländischen Seewinkels bereits 6 Tiefbohrungen niedergebracht, von denen einzelne Erdgasspuren erbrachten.

Noch schwieriger, aber durchaus möglich ist die Auffindung von Lagerstätten in der Flyschzone und in den Kalkalpen. Das erdölgeologische Interesse konzentrierte sich bisher vor allem auf die von diesen Einheiten überschobene Molasse und deren Untergrund. Ob oder in welchem Ausmaß auch die oberflächenexponierten Teile der Flyschzone und der Nördlichen Kalkalpen als Kohlenwasserstoff-Hoffnungsgebiete in Frage kommen, ist derzeit noch nicht geklärt. In den Kalkalpen wurden erste diesbezügliche Ansätze durch die ÖMV 1976 mit der Untersuchungsbohrung *Vigaun U1* südlich Hallein unternommen.

Reiche Öl- und Gasführung weisen einzelne Strukturen des Flysches und der Kalkalpen im Untergrund des Wiener Beckens auf.

Andere Gebiete Österreichs, wie die Grauwackenzone, die südlichen Kalkalpen, einzelne inneralpine Tertiärbecken wie das Lavanttal, sind bisher nicht in den Interessenbereich erdölgeologischer Überlegungen getreten. Dies gilt natürlich auch für die weiten Bereiche unseres Landes, die von kristallinen Gesteinen aufgebaut werden, einschließlich ihrer sedimentären Bedeckung (Abb. 150).

Hinsichtlich der historischen Abfolge der Exploration waren zu den verschiedenen Zeitpunkten die Akzente sehr verschieden gesetzt. Molassezone und Flysch standen um die Jahrhundertwende im Vordergrund des Interesses. In Wels wurde seit 1892, als man bei einer Wasserbohrung Erdgas angetroffen hatte, systematisch auf dieses gebohrt; schließlich waren über 100 Fundstellen mit Durchschnittsteufen von 200–300 m bekannt. Im Jahre 1903 wurde eine Bohrung bis auf den kristallinen Untergrund abgeteuft (Ärarische Bohrung Wels, Endteufe 1048 m), ohne daß die erhofften tieferen Lagerstätten angetroffen worden wären. Durch den Schwerölfund in den Linzer Sanden von Leoprechting bei Taufkirchen unweit des Massivrandes im Jahre 1906 war das Vorhandensein von Erdöllagerstätten in der Tiefe des Beckens wahrscheinlich geworden. Aber erst zu Beginn der dreißiger Jahre setzte eine systematische Suche nach Kohlenwasserstoff-Lagerstätten ein, und es dauerte dann noch nahezu ein Vierteljahrhundert, bis die erste Eröllagerstätte von wirtschaftlicher Bedeutung in der österreichischen Molasse gefunden wurde. 1956 gelang der RAG die Erschließung der Erdöllagerstätte Puchkirchen im oberösterreichischen Vorland, und es war damit ein erster Schlüssel zur Exploration auf die oberösterrei-

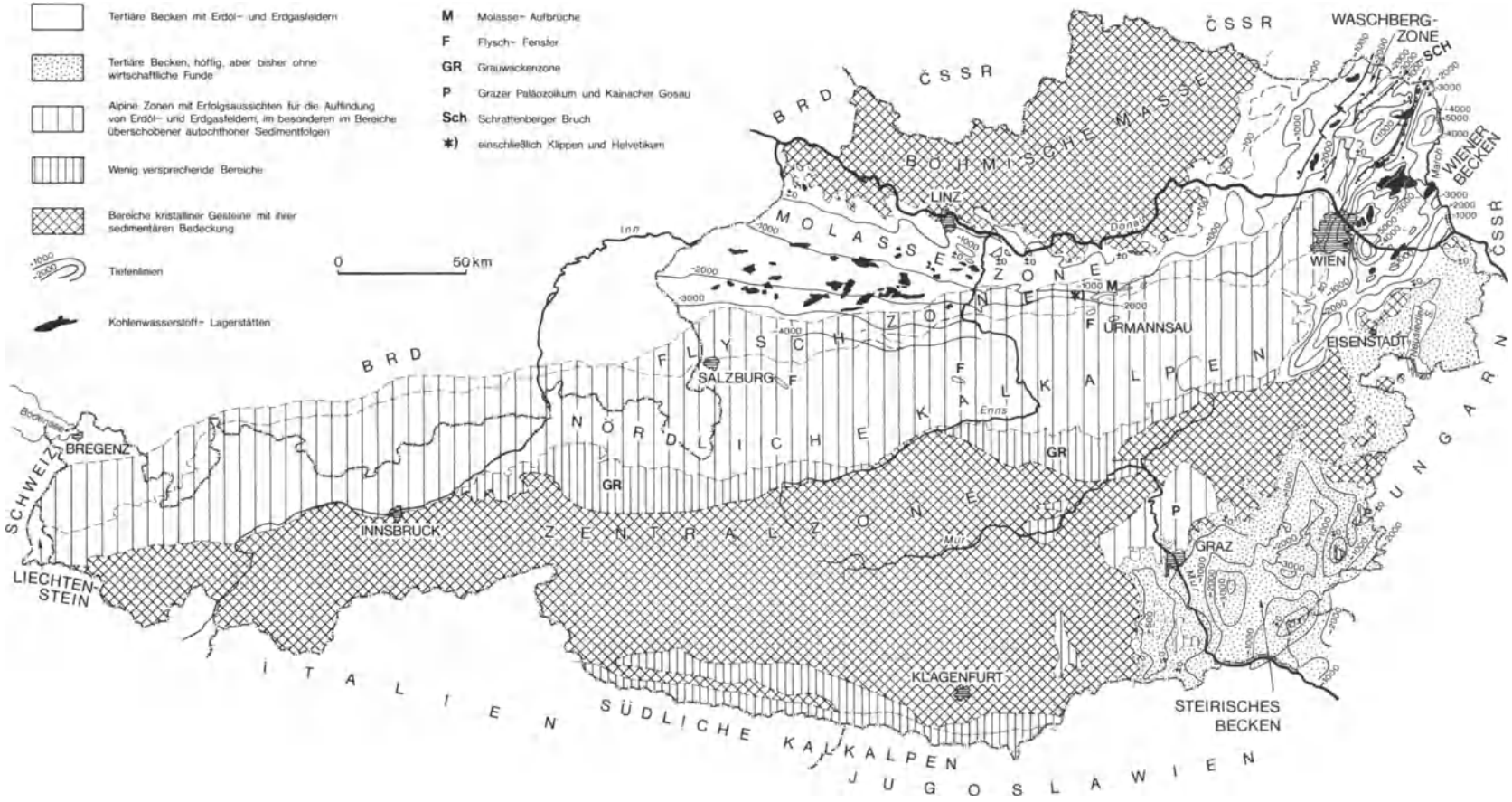


Abb. 150. Erdölgeologische Übersicht Österreichs: Die Tiefenlinien (bezogen auf NN) betreffen in der Molassezone (inkl. Waschbergzone) und den angrenzenden Bereichen von Flysch und Kalkalpen die Molassebasis bzw. den Festlandsockel der Böhmischen Masse (inkl. Paläozoikum und Mesozoikum), im Wiener Becken ostwärts des Schrattenberger Bruches, im Steirischen Becken und den angrenzenden Anteilen am Pannonischen Becken die Basis der jungtertiären Beckenfüllungen (Neogenbasis). Nach veröffentlichten und unveröffentlichten Arbeiten der ÖMV und RAG. (Siehe u. a. A. KRÖLL und G. WESSELY (1973) für das Wiener Becken, F. BRIX, A. KRÖLL, G. WESSELY (1977) für die niederösterreichische Molassezone; im oberösterreichischen Molassebereich liegt zum Hauptteil eine Karte von K. KOLLMANN zugrunde, im Steirischen Becken eine Karte von H. BEER, G. KITTLER, K. KOLLMANN und Daten von A. KRÖLL). Stand Anfang 1978

chischen Erdöl- und Erdgaslagerstätten gefunden.

Auch im niederösterreichischen Anteil des Molassebeckens fehlte es nicht an frühen Versuchen, Erdöl zu finden. Viel beachtet wurden die Erdgasausbrüche in der Bohrung Wollmannsberg in der Waschbergzone, die in den Jahren 1922/23 abgeteuft wurde. Als Frucht vieljähriger Explorationstätigkeit wurde im Jahr 1960 als erste Lagerstätte von der ÖMV die Erdgaslagerstätte Wildendürnbach vor der Stirn der Waschbergzone entdeckt. In den Jahren 1972/73 wurden die ersten Bohrungen im Erdöl- und Erdgasfeld Roseldorf der ÖMV fündig.

Rascher ging die Entwicklung im Wiener Bekken vor sich. Im Jahre 1930 wurde das erste Erdöl gefunden (Bohrung Windisch Baumgarten 1 A der Gewerkschaft Raky-Danubia), und in das Jahr 1934 fällt mit dem Ergebnis der von der Erdölproduktionsgesellschaft (EPG) niedergebrachten Sonde Gösting 2 bei Zistersdorf der erste wirtschaftliche Erfolg. Dies war rund zwanzig Jahre nach der Entdeckung des Feldes Gbely im slowakischen Anteil des Wiener Beckens. Schon im Jahre 1932 war von der Eurogasco die erste Erdgaslagerstätte erschlossen worden, das kleine Feld Oberlaa im Süden Wiens. Durch Kartierung und seichte Schurfbohrungen konnten zutreffende Schlüsse auf diejenigen Tiefen und Stockwerksbereiche gezogen werden, in denen die älteren Öl- und Gasfelder gefunden wurden. Die Auflösung der tieferen Stockwerksbereiche wurde erst mit der Verfeinerung der geophysikalischen Meßmethoden möglich, wie die Geophysik ja auch im Molassevorland und in den anderen erdölhöffigen Gebieten ein äußerst wichtiges Instrument der Exploration ist.

Im Wiener Becken wurden die bisher größten Bohrteufen Österreichs erreicht. Die Bohrung Schönkirchen T 32 (1966/67) wurde 6009 m tief und war damals die tiefste Bohrung Europas; Gänserndorf ÜT 1b (1977) wurde bei 6346 m im kalkalpinen Untergrund eingestellt, den sie bei 3313 m angetroffen hatte. Schließlich wies die Bohrung Zistersdorf ÜT 1 (alle ÖMV) zu Jahresbeginn 1979 bereits eine Tiefe von 6825 m auf (siehe Nachtrag S. 564).

In Österreich wurden von 1930 bis Ende 1978 84,2 Mio. Tonnen Erdöl und seit 1892 rund 31,3 Mrd. m³n Erdgas (aus reinen Gashorizonten) produziert. Die Produktion an Erdölgas wird mit rund 13,9 Mrd. m³n angegeben (nach einer Statistik der ÖMV). Das Jahr 1978 ist dabei mit rund 1,8 Mio. Tonnen Erdöl, rund 2 Mrd. m³n Erdgas und 0,5 Mrd. m³n Erdölgas vertreten.

Schließlich sei noch angeführt, daß bis Ende 1978 rund 300.000 t Ligroin produziert wurden, das insbesondere bei der Förderung des Erdgases aus Schönkirchen ÜT als Kondensat anfällt. Die Fördermenge der letzten Jahre betrug rund 20.000 t pro Jahr.

Gemäß den Berechnungen und Schätzungen, die jährlich von der Geologischen Bundesanstalt gemeinsam mit den Erdölunternehmungen durchgeführt werden, belaufen sich mit Stichtag 1. 1. 1979 die gewinnbaren sicheren und wahrscheinlichen Reserven bei Erdöl auf rund 21,1 Mio. Tonnen und bei Erdgas auf rund 12,5 Mrd. m³n. Mögliche und spekulative Reserven werden zahlenmäßig nicht ausgewiesen. Die Produktion von Erdölgas wird sich in den nächsten Jahren auf etwa 350–550 Mio. m³n jährlich belaufen.

5.1.7.2. Molassezone, Helvetikum und Flysch in Vorarlberg

Eine systematische erdölgeologische Erforschung Vorarlbergs setzte im Jahre 1956 mit der Erteilung eines 995 km² großen Aufsuchungsgebietes für Erdöl und Erdgas ein. Es umfaßt die Molassezone des Landes, mit dem flach gelagerten Anteil im weiteren Pfänder-Bereich und dessen Vorfeld und der südlich anschließenden Faltenmolasse, sowie die nördlichen und westlichen Anteile des Helvetikums mit den auflagernden Flyschanteilen. Einbezogen ist ferner das gesamte Rheintal. Nach umfangreichen, insbesondere geophysikalischen Vorarbeiten wurde in den Jahren 1959–1960 im Auftrage des Konsortiums Vorarlberger Erdölgesellschaft mbH – Preussische Bergwerks und Hütten Aktiengesellschaft (PREUSSAG) die Tiefbohrung *Dornbirn 1* bis auf eine Endteufe von 2920,6 m niedergebracht. Ein Kurzbericht über die Ergebnisse dieses Tiefenaufschlusses, fußend auf den vom geologischen Bearbeiter W. Maschek erarbeiteten Daten, liegt von W. Huf (1963) vor. Erstes Untersuchungsziel war die durch verbreitete Sumpfgasvorkommen ausgezeichnete Rheintalfüllung, die im Bereich einer Hochlage hinsichtlich ihres Aufbaues, im besonderen auch auf mögliche Speichergesteine, studiert werden sollte. Ihre Basisfläche wurde bei 336,5 m erreicht. Das hauptsächlich aus Seetonen aufgebaute Profil enthielt keine speicherfähigen Sand- oder Schotterlagen. Die Bohrung wurde in der unterlagernden gefalteten Molasse fortgesetzt, in der sie bis zur Endteufe verblieb. Die gesamte Strecke wird der Unteren Bunten Molasse zugeordnet. Sie besteht hauptsächlich aus Tonmergel- bis Mergelsandsteinen mit feinkörnigen Kalksandsteinen. Im Hinblick auf die große Mächtigkeit wird Wiederholung einzelner Schichtpakete für möglich gehalten. Die erhofften Baustein-

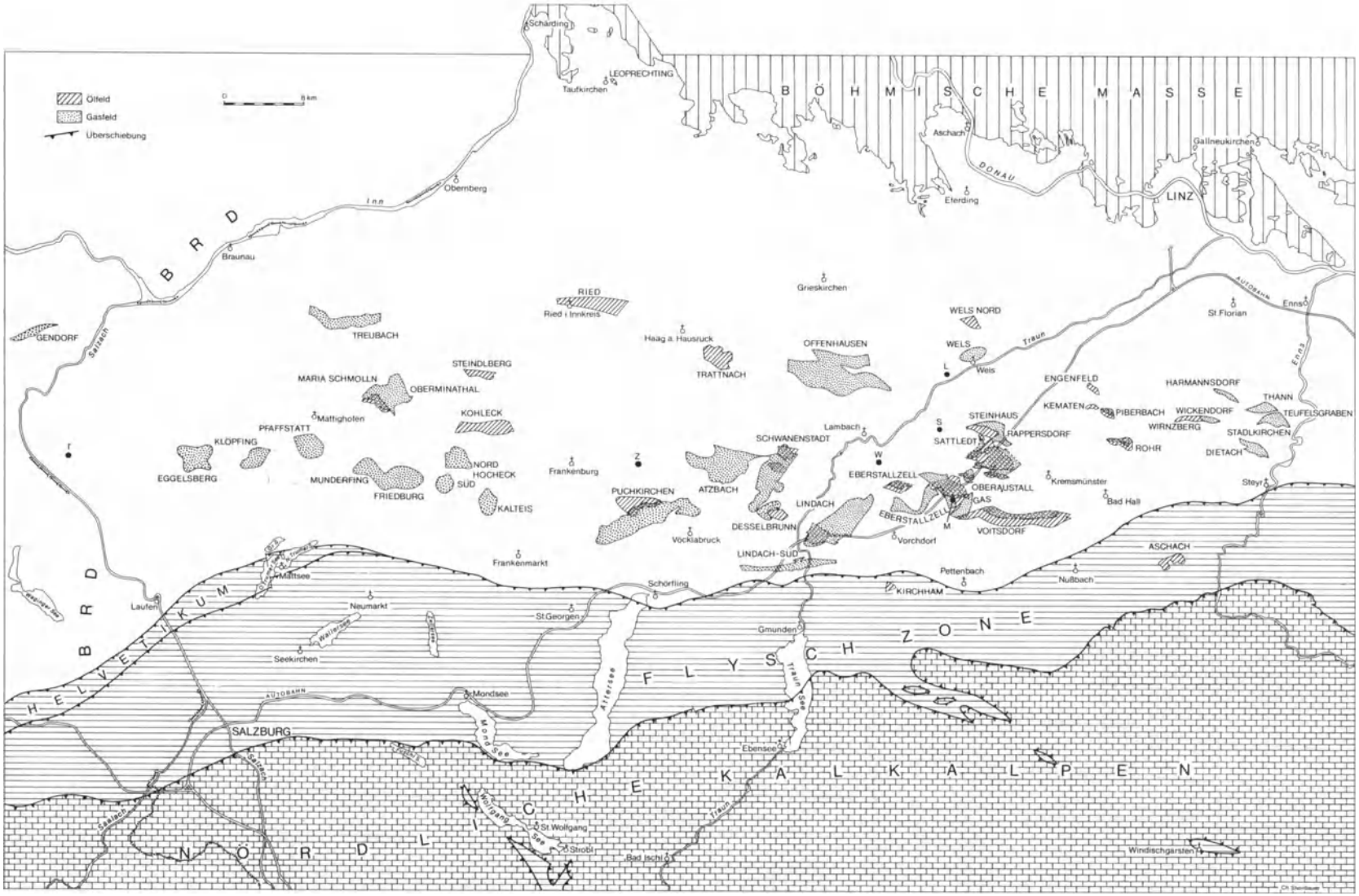


Abb. 151. Übersichtskarte der Erdöl- und Erdgasfelder der oberösterreichischen Molassezone. Nach Unterlagen der RAG und ÖMV.
Nachträge 1978: *T* Tarsdorf 1 (gasfündig), *Z* Zell am Pettenfirst 1 (gasfündig), *W* Wimsbach 1 (gasfündig), *L* Lichtenegg 1 (gasfündig), *S* Seebach 1 (gasfündig), *M* Mayersdorf 1 (ölfündig)

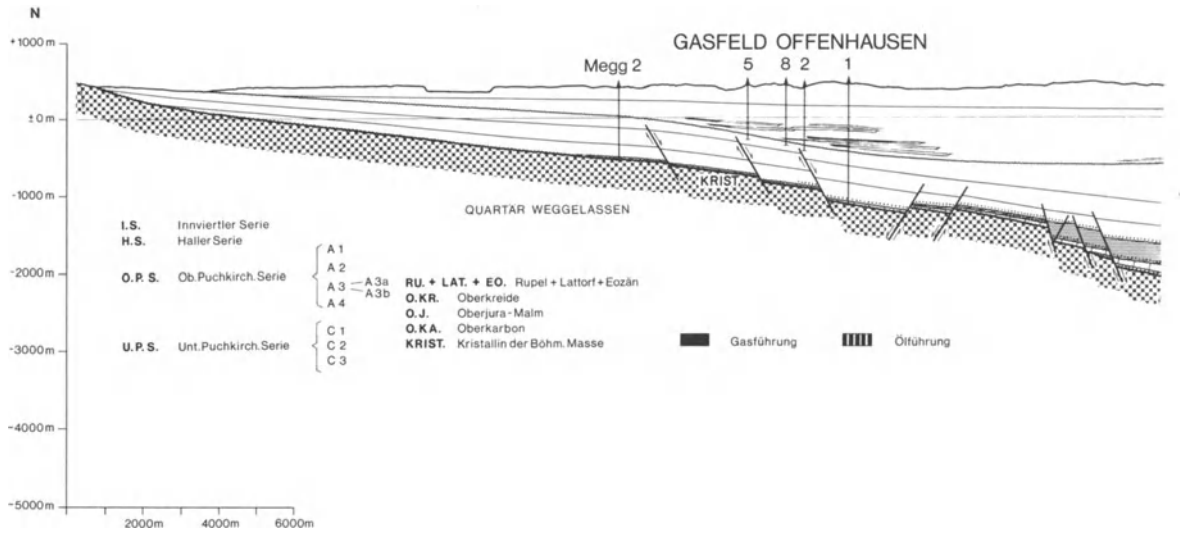


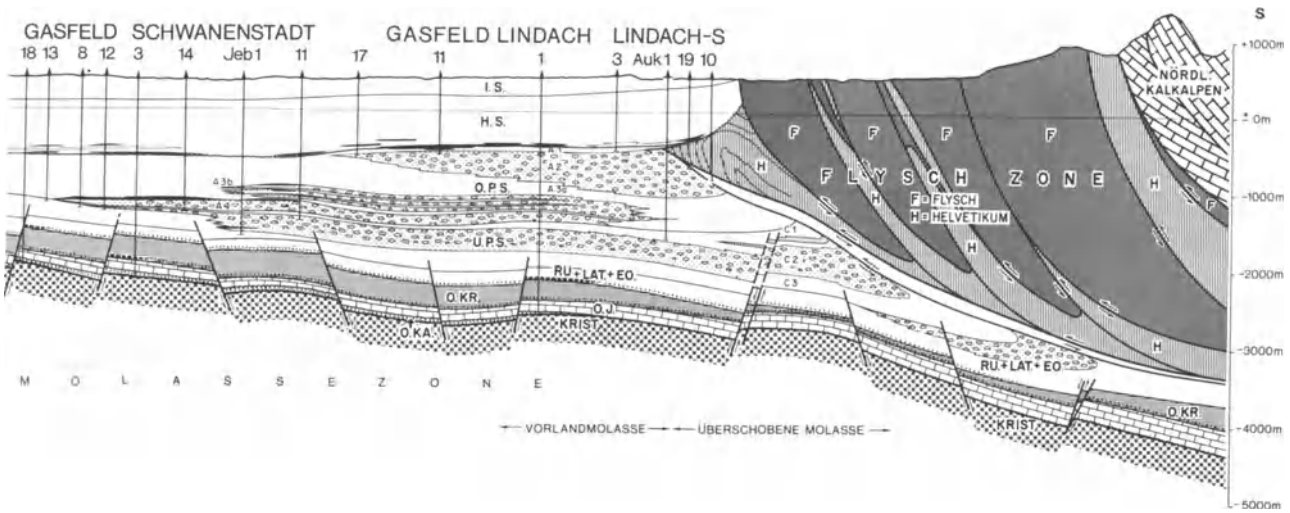
Abb. 152. Querprofil durch die Molassezone Oberösterreichs. Nach K. KOLLMANN, 1977b

Schichten wurden nicht erbohrt. Wesentlich ist, daß die Bohrung gute Gasanzeichen erbrachte, die bei einer Tiefe von 2355 m einsetzten und sich ab 2888 m häuften.

Nach einem Stillstand in der Erschließung des Aufsuchungsgebietes wurden die Arbeiten im Jahre 1976 mit reflexionsseismischen Untersuchungen wiederaufgenommen. Daß in der gefalteten Molasse größere Kohlenwasserstoff-Lagerstätten zu finden sein werden, wird heute bezweifelt. Der komplizierte Aufbau der Zone wurde durch die Bohrung Dornbirn 1 (siehe 3.3., Abb. 40) erhärtet. Ähnliches gilt für die helvetischen Falten der Säntis-Decke. Tiefbohrungen im benachbarten Allgäu verliefen negativ. Aussichtsreicher erscheint der überschobene Vorlandssockel im Liegenden, der im westlichen süddeutschen Alpenvorland Erdöl- und Erdgaslagerstätten birgt. Die der österreichischen Grenze nächst gelegene Aufschlußbohrung Opfenbach 1 (siehe 3.2.1., Abb. 25 und 3.3., Abb. 39) hat das Mesozoikum bei einer Tiefe von ca. 3659 m erreicht und verblieb in diesem bis zur Endteufe von 4510 m (K. LEMCKE & R. WAGNER, 1961). Es wurden Öl- und Gasspuren beobachtet.

5.1.7.3. Molassezone, Flyschzone und Kalkalpen in Oberösterreich und Salzburg

Im oberösterreichischen Abschnitt der Molassezone erreicht die vorwiegend marine Füllung des asymmetrischen Beckens seine größte Mächtigkeit von über 3000 m am Südrand. Die das Cenoman bis Untercampan umfassende, in germanischer Fazies entwickelte marine Oberkreide und der marine Oberjura, die über weite Erstreckung die Molasseschichten unterlagern, wurden in Maximalmächtigkeiten um 800 m bzw. 300 m erbohrt. Nur lokal ist fragliche Obertrias und Oberkarbon geringer Mächtigkeit entwickelt. Der tiefere Beckenuntergrund wird überall vom Kristallin der Böhmischen Masse gebildet. Das Obereozän an der Basis der Molasse wird bis zu 100 m mächtig und ist mit seinen Sandsteinen und Lithothamnienkalken der wichtigste Ölträger. Es wurde erstmals durch die schon genannte Bohrung *Puchkirchen 1* in einer Tiefe von 2544 m angefahren. Die nördliche Verbreitungsgrenze des Obereozäns, die aus der Gegend nördlich Steyr über Wels nordwestwärts zieht, läßt es verständlich erscheinen, daß den älteren Aufschlußarbeiten am Nordrande des Bekkens kein Erfolg beschieden war. Die mächtige Folge von marinen Tonmergeln des Oligozäns und tieferen Miozäns (Schlier) führt in ihren Einschaltungen von Sanden und Sandsteinen, im Süden auch Schottern und Konglomeraten, die meisten Erdgaslagerstätten Oberösterreichs. Das Cenoman mit seinen Sandsteineinlagerungen ist der hoffnungsreichste Ölträger des Oberkreideprofils im Beckenuntergrund. Aus ihm stammt die Produktion des Feldes *Trattnach*. Glaukonitsandsteinlagen in der hauptsächlich aus grauen Schiefern und Mergeln aufgebauten höheren Oberkreide sind weitere potentielle Trägergesteine. Sandsteine des Oberjuras sind im Feld Voitsdorf ölführend (Abb. 151, 152, 156). (R. JANOSCHEK, 1961, 1969; R. JANOSCHEK & K. GÖTZINGER, 1969; K. KOLLMANN, 1977b).



Die oberösterreichischen *Ölvorkommen* knüpfen sich an die antithetischen Brüche oligozänen Alters und liegen in den Scheitelpartien der Hochschollen. Fazielle Komponenten des Trägergesteins kombinieren sich vielfach mit den tektonischen Gegebenheiten. Die Tiefe der Lagerstätten schwankt zwischen etwa 1000 bis unterhalb 2000 m. *Voitsdorf,* das größte Ölfeld Oberösterreichs, liegt um 2100 m Tiefe. Aus ihm wurden von 1962 bis Ende 1978 rund 2,5 Mio. Tonnen Rohöl produziert. Zum zweitgrößten Ölfeld Oberösterreichs hat sich das 1971 entdeckte Feld *Sattledt* entwickelt. Das Erdöl der oberösterreichischen Felder ist schwefelfrei und im Falle der eben genannten Lagerstätten gemischtbasisch (Mischung von paraffin- und naphthenbasischen Komponenten). In den Feldern *Wels* und *Wirnzberg* liegt naphthenbasisches Öl vor.

Anders liegen die geologischen Verhältnisse im alten kleinen Schwerölfeld *Leoprechting,* wo das Öl in 120–140 m Tiefe in den Linzer Sanden angetroffen wurde, mit denen das Molasseprofil in diesem nördlichen Randbereich beginnt. Der NW-SE streichende Leoprechtinger Bruch an der Ostflanke des seichten Taufkirchener Untergrund-Rückens wurde zur Ölfalle. Von dem zähflüssigen asphaltischen Öl wurden in der Zeit von 1946–1952 durch Aufheizen der Lagerstätte mittels Dampfeinpressen oder elektrischer Aufheizung aus 124 Sonden 4311 Tonnen Rohöl gewonnen. Der Betrieb wurde wegen Unwirtschaftlichkeit eingestellt.

Die *Erdgaslagerstätten* des oberösterreichischen Vorlandes wurden nur zum geringeren Teil im Obereozän und in der unterlagernden Oberkreide gefunden. Sie liegen in den Feldern *Teufelsgraben – Stadlkirchen* und *Thann* unweit der östlichen Landesgrenze Oberösterreichs in Tiefen von etwa 500–700 m. Zum Hauptteil knüpfen sich die Gaslagerstätten einerseits an den aus den Alpen zugeführten Sand-Schotter-Gürtel in der Puchkirchener Serie des Egerien im Süden der Molassezone. Stratigraphische Fallen, Kompaktionsantiklinalen, aber auch ausklingende Brüche des tieferen Molasseprofils führten zu Gaslagerstätten (V. Jenisch, 1976). Wesentliche weitere Lagerstätten finden sich im sandreichen tieferen Teil der Haller Serie, über dem die sandarmen Schliermergel der höheren Haller Serie als ausgezeichnete Deckschichten lagern. Nach dem Aufschlußstand Ende 1978 schwankt die Tiefe der produktiven Horizontbereiche der Puchkirchener Serie, von wirtschaftlich weniger bedeutungsvollen Funden abgesehen, von etwa 900 m bis unter 2000 m, die der Haller Serie von etwa 400 m bis 1400 m (Abb. 156). Die oberösterreichischen Erdgase sind schwefelfrei und bestehen zum allergrößten Teil aus Methan.

Aus dem breiten Band mit Kohlenwasserstoff-Lagerstätten im oberösterreichischen Vorland wurden von 1956 bis Ende 1978 rund 5 Mio. Tonnen Erdöl gefördert. Aus den Erdgaslagerstätten, deren systematische wirtschaftliche Ausbeutung in den Jahren 1966/67 einsetzte, wurden bis zum selben Stichtag rund 5,3 Mrd. m³n Erdgas produziert. Die Erdölgasproduktion wird mit rund 0,9 Mrd. m³n angegeben. Das Jahr 1978 trug dazu mit rund 284.000 Tonnen Erdöl, 879 Mio. m³n Erdgas und 64 Mio. m³n Erdölgas bei. Der porige Lithothamnienkalk der Bruchstruktur *Maria Schmolln* im Kobernaußerwald in rund 2100 m Tiefe birgt das bisher

westlichste Ölfeld Österreichs. Mit der Bohrung *Tarsdorf 1* der RAG knapp östlich der Salzach wurde 1978 das bisher westlichste Erdgasfeld entdeckt. Die Bohrung *Helmberg 1* nordwestlich Lamprechtshausen ist ein erster Tiefenaufschluß in dem kleinen salzburgischen Anteil des Vorlandes. Mit den Ölfeldern *Piberbach* und *Wirnzberg* und den unmittelbar westlich der Enns gelegenen Gasfeldern *Thann* und *Teufelsgraben – Stadlkirchen* endet das Band im Osten und findet vorläufig keine Fortsetzung bis zur Donau im Tullner Becken.

Überlegungen bezüglich des möglichen *Muttergesteins* der oberösterreichischen Kohlenwasserstoff-Vorkommen zielten in früherer Zeit, vor der Kenntnis der Verhältnisse in der größeren Beckentiefe, ausschließlich in Richtung der mächtigen Schlierablagerungen. Die oligozänen Anteile mochten dabei interessanter erscheinen als die miozänen. Später wurden die oberkretazischen Schiefer und Mergel des Beckenuntergrundes als mögliche Muttergesteine für die Öllagerstätten im Obereozän der Molassebasis betrachtet; derzeit steht wieder ein Glied des Molasseprofils, die Fischschiefer des Lattorf, im Mittelpunkt einschlägiger Überlegungen, wobei an längere Migrationswege gedacht wird. Für die Gaslagerstätten im oberen Oligozän und unteren Miozän ist weiterhin an die mächtige pelitische Folge der übrigen Beckenfüllung zu denken.

Sämtlichen neueren Explorationsarbeiten in den alpinen Einheiten südlich des Vorlandes ist die Erforschung der überschobenen Anteile der Molasse und ihres Untergrundes gemeinsam. Spätestens seit der Entdeckung des inneren Schliers von Rogatsboden im niederösterreichischen Abschnitt durch H. VETTERS gab es für viele Forscher keine Zweifel mehr am Eintauchen der Molasseschichten unter die nördlichen alpinen Einheiten. Die Bohrungen *Rogatsboden 1* und *1a* in den Jahren 1936–1940 waren ein erster Versuch, Kohlenwasserstoff-Lagerstätten in diesem Bereich zu erschließen. In Oberösterreich wurde im Jahr 1965 von der RAG die Aufschlußbohrung *Kirchham 1,* etwa 2 km südlich des Flyschnordrandes zur Prüfung einer reflexionsseismisch festgestellten antithetischen Struktur in der überschobenen Molasse niedergebracht. Nach Durchörterung des in mehrere Teildecken gegliederten und in sich verschuppten Komplexes von Flysch und Helvetikum wurde in 1370 m Tiefe die Molasse erreicht und bei 3030 m das autochthone Mesozoikum, in dem bei 3175 m eingestellt wurde. Sehr gute Ölimprägnation fand sich im Bereiche der obereozänen Sandsteinstufe und Limnischen Serie, die bei 2995 m Tiefe angetroffen wurde. Nach Durchführung von Förderversuchen wurde die Sonde bis zur erdölgeologischen Klärung der Struktur durch weitere Bohrungen vorläufig eingeschlossen.

Im Jahre 1968 folgten zwei weitere wichtige Aufschlüsse, die Bohrungen *Steinfelden 1* der ÖMV und *Aschach 1* der RAG, etwa 4,5 bzw. 5,5 km südlich des Flyschnordrandes. Ölführung wurde im Obereozän und im Cenoman der zweitgenannten Bohrung festgestellt, jedoch erwies sich der Zufluß aus beiden Speichern als zu gering und eine Förderung damit als unwirtschaftlich.

Ohne auf weitere durchgeführte bzw. geplante Objekte noch näher einzugehen, sei ausschließlich auf die intensive geophysikalische Exploration im gesamten Flyschbereich und den anschließenden Kalkalpen hingewiesen, die im Verein mit den obertags erzielten neueren geologischen Erkenntnissen in weiterer Zukunft sicher noch zu grundsätzlichen Aufschlüssen führen werden. Von besonderem Interesse mögen dabei die Flyschfenster im kalkalpinen Bereich sein.

5.1.7.4. Molassezone, Flyschzone und Kalkalpen in Niederösterreich

Der schmale mittlere Anteil der Molassezone in Österreich in der Umrandung des Südsporns der Böhmischen Masse, zwischen der Enns und der Traisen bei St. Pölten, erreicht in seinen südlichsten Partien Tiefen von höchstens um 1500 m. Das Relief im Randbereich des Kristallins kann im Untergrund des Beckens vielfach bis an den Flyschrand verfolgt werden. In dieser Schwellenzone ist das Obereozän als Basis des Molasseprofils nicht mehr entwickelt und auch die tieferen Schichtglieder des Oligozäns wurden nur vereinzelt nachgewiesen. Ebenso fehlt die mesozoische Bedeckung des Kristallins. Neben diesen Sachverhalten mögen als weitere Verschiedenheiten gegenüber dem oberösterreichischen Vorland etwa das Zurücktreten von Sand-Schotterschüttungen im höheren Oligozän und die stärkere Verfestigung der Schliersedimente mit ihren sandigen Einlagerungen angeführt werden. Die antithetischen Bruchstrukturen des Westens finden nach den bisherigen Kenntnissen östlich der Enns keine Fortsetzung.

Entsprechend diesen weniger günstigen Verhältnissen für die Bildung von Kohlenwasserstoff-Lagerstätten ist auch das Ergebnis der bisherigen Tiefbohrtätigkeit. Die meisten Aufschlüsse wurden auf seismisch ermittelte Grundgebirgsrücken angesetzt. Nur vereinzelt fanden sich Ölspuren, wie in der oligozänen Basalserie von *Kilb 1* (Oberkante 1103 m), bisweilen Salz-

wasser, meist aber nur Süßwasser (z. B. *Ulmerfeld 1,* Basis Oligozän von 658–706 m Tiefe).

Mit den Tiefbohrungen *Texing 1, Perschenegg 1, Kürnberg 1, Urmannsau 1* und *Behamberg 1* hat die ÖMV im alpinen Bereiche südlich dieses Molasseabschnittes Aufschlüsse geschaffen, die in ihrer Bedeutung weit über den regionalen Rahmen hinausgehen. Hier wurden verbindliche Nachweise hinsichtlich der Überschiebung der alpinen Decken über die Molasse erbracht. Alle angeführten Bohrungen enden in der südlichen Fortsetzung des Kristallins der Böhmischen Masse, über dem die autochthone Molasse, darüber die überschobenen alpinen Teileinheiten liegen. Das Profil der Tiefbohrung *Urmannsau 1,* 7,5 km südlich des Kalkalpennordrandes, wurde durch A. Kröll & G. Wessely (1967) im Detail dokumentiert. Das Kristallin senkt sich hier auf 3015 m Tiefe ab, Obereozän als Basis der Molasseschichtfolge und autochthones Mesozoikum fehlen auch in diesen südlichen Bereichen. Kohlenwasserstoff-Lagerstätten wurden zwar nicht angetroffen, aber verbreitet Ölspuren, ebenso wie im Molasseanteil der Bohrung *Kürnberg 1.* Die gute Vergleichbarkeit der Bitumenanalysen weist auf die Herkunft der Ölspuren in Urmannsau 1 aus den Molassesedimenten hin (siehe Abb. 30 und 150).

Es sei auch auf die von H. Vetters (1938) angeführten Ölspuren im inneren Schlier von Rogatsboden hingewiesen.

In der zitierten Publikation von A. Kröll & G. Wessely finden sich auch Daten zu den in den dreißiger Jahren durchgeführten Schrägbohrungen auf den schon seit Jahrhunderten bekannten Erdölaustritt in der Urmannsau.

Ergänzend sei noch vermerkt, daß in einer 1945 bis auf 95 m niedergebrachten Bohrung *Rogatsboden 2,* etwa 1 km südwestlich Rogatsboden 1, bemerkenswerte Gasspuren auftraten. Keinerlei Öl- und Gasanzeichen wies die 1944 bis auf 293,3 m Tiefe abgeteufte Bohrung *Glosbach 1* auf, die den inneren Schlier schon bei 30 m Tiefe verließ. Geringer Gaszustrom wurde aus dem Eger der Bohrung *Perschenegg 1* festgestellt.

Mit dem Zurücktreten des Böhmischen Massivs bei St. Pölten und dem Breiterwerden des Molassetroges weist dieser auch wieder eine großräumigere Gliederung auf. In der Senke von Kapelln erreicht das Becken Tiefen gegen 2000 m und östlich des zentralen SW-NE streichenden Untergrundrückens von Großgraben – Moosbierbaum sinkt es unter 2000 m Tiefe ab. In der ausgeprägten Teilprovinz des Vorlandstroges nördlich der Donau scheidet die seit den Arbeiten der Austrogasco bekannte Mailberger Abbruchzone einen wenig ölhöffigen, seichten westlichen Teil des Beckens von einem östlichen Anteil mit marinen, über weite Erstreckung erst mit dem Eggenburgien einsetzenden Jungtertiär-Sedimenten bis etwa 2000 m Mächtigkeit und dem unterlagernden mächtigen autochthonen Mesozoikum. Hier im Osten des Molassetroges ist dieses zwischen Enns und Donau fehlende wichtige erdölgeologische Element wieder vorhanden, wenn auch in anderer Abfolge und Entwicklung als in Oberösterreich. Im Bereiche der breiten Waschbergzone führt es Erdöl- und Erdgaslagerstätten.

Die Anstrengungen, im östlichen Molasseanteil südlich der Donau Kohlenwasserstoff-Lagerstätten zu erschließen, erreichten hinsichtlich der Tiefbohrtätigkeit Ende der fünfziger Jahre einen ersten Höhepunkt. Allein im Bereiche des Rükkens von Moosbierbaum wurden damals von der ÖMV sieben Bohrungen bis auf Maximalteufen von 1400 m niedergebracht. Wiederholt konnte man Erdöl- und Erdgasspuren vermerken, und ein kleines Gasvorkommen wurde in den Melker Sanden an der Westflanke des Rückens gefunden. Wenige Jahre später erfüllte sich ein Wunschtraum der Geologen. Der Wienerwald-Flysch wurde durchteuft und sein Liegendes bis zum Kristallin erforscht. Die in den Jahren 1964–1965 von der ÖMV abgeteufte Bohrung *Mauerbach 1* durchörterte unter dem Flysch (Unterkante 2364 m) Molasse und Mesozoikum und wurde bei einer Endteufe von 3487,3 m im Kristallin eingestellt. Wiederholt zeigten sich Kohlenwasserstoff-Spuren, hauptsächlich Gasspuren. Eine Lagerstätte wurde zwar nicht angetroffen, die erdölgeologischen Schlußfolgerungen für weitere Untersuchungen sind aber bedeutungsvoll.

Schließlich ist hier die wichtige Aufschlußbohrung *Berndorf 1* der ÖMV, südlich der namengebenden Stadt, anzuführen, die im Frühjahr 1978 begonnen wurde und zu Jahresbeginn 1979 eine Tiefe von 5068 m aufwies. Sie soll Daten über den Bau der Kalkalpen in diesem Profilabschnitt und über deren Unterlagerung, Flysch, Helvetikum und einen möglichen autochthonen Sedimentmantel über dem Kristallin erbringen.

(Nachtrag während der Drucklegung: Die Bohrung Berndorf 1 erreichte bei 5945 m Tiefe das Kristallin, in dem Ende Mai 1979 bei 6028 m eingestellt wurde. Nach der Bearbeitung durch die ÖMV wurde bis 127 m Tiefe das Jungtertiär im Randbereich des Wiener Beckens, weiter bis 5640 m der Kalkalpenkörper, bis 5910 m die Flyschzone und bis 5945 m Vorlandmolasse des Eger durchteuft. Im Molassebereich und im Top des Kristallins wurden Gasanzeichen festgestellt; eine Lagerstätte von wirtschaftlicher Bedeutung ist aber nicht vorhanden. Vgl. S. 101.)

Im *Molassegebiet nördlich der Donau* konnte seit 1960 von der ÖMV eine Anzahl Erdöl- bzw. Erdgasfelder unterschiedlicher wirtschaftlicher Bedeutung gefunden werden. Als wichtigster *Speicherhorizont* im Jungtertiär haben sich die Sande der Oncophoraserie des Ottnangien erwiesen. In der erst nördlich des Stromes einsetzenden, Tonmergel-reichen Laaer Serie des Karpatien liegt ein ausgezeichnetes Deckgebirge vor. An untermiozäne und oberoligozäne Sande knüpfen sich weitere Kohlenwasserstoff-Lagerstätten. In der mesozoischen Unterlagerung haben sich bislang hauptsächlich Kalke des Malm und Sandsteine des Lias als öl- bzw. gasführend erwiesen. Schließlich führt in der Bohrung *Stockerau N 1* auch das Kristallin an seiner Oberkante auf Klüften Erdöl (Abb. 156).

Alle bisherigen Funde liegen im weiteren Grenzbereich flachlagernde Molasse – Waschbergzone. Die erste und gleichzeitig bedeutendste Lagerstätte war das 1960 gefundene Gasfeld *Wildendürnbach* nordöstlich Laa a. d. Thaya. Es ist an eine Antiklinale vor der Stirn der Waschbergzone gebunden. Die produktiven Oncophorasande werden in etwa 760 m Tiefe unter der hangenden Laaer Serie angetroffen. Der untermiozäne marine Ton-Tonmergelkomplex (Schlier) im Liegenden der Oncophoraserie liegt in der Entdeckungsbohrung Wildendürnbach K4 bei 1620 m Tiefe mit einem Basalhorizont dem autochthonen Mesozoikum auf, unter dem bei 2571 m das Kristallin folgt. Das Gasfeld Wildendürnbach hat von 1961 bis Ende 1978 rund 1,1 Mrd. m^3n Erdgas geliefert.

Weniger ergiebig ist das zweite, im Jahre 1973 von der ÖMV im Feld *Roseldorf* in den Äquivalenten der Oncophoraschichten (Eisenschüssige Tone und Sande) in etwa 1000 m Tiefe erschlossene Gasvorkommen. Von geringerer Bedeutung sind auch die bisherigen Gasfunde in untermiozänen Sanden dieses Feldes und auf der Struktur *Ameis* in der Waschbergzone östlich Staatz.

Das genannte Feld *Roseldorf* nördlich Stockerau wurde von der ÖMV im Jahre 1972 mit der Tiefbohrung *Roseldorf 1* entdeckt. Nach Durchteufung eines Schuppenpaketes der Vorzone der Waschbergzone wurden nach der geologischen Bearbeitung von F. Brix bei 1554 m Kalke des Malm angefahren und darin Erdgas gefunden, das sich im Zuge der weiteren Erschließung des Feldes als Kappengas einer Öllagerstätte erwies. Am Fuße des Waschbergzuges hatte man bereits fünfzig Jahre früher, und zwar 1922/23 mit der von H. Vetters geologisch bearbeiteten Bohrung *Wollmannsberg* (Endteufe 816,3 m), versucht, Kohlenwasserstoffe zu erschließen; es blieb jedoch bei beachtlichen Gasspuren. Auch der knapp vor Ende des Zweiten Weltkrieges abgeteuften Bohrung *Korneuburg 2* (Endteufe 925,2 m) beim südlichen Ortseingang von Niederhollabrunn blieb ein wirtschaftlicher Erfolg versagt.

Die Bemühungen der ÖMV, in der streichenden Fortsetzung der Struktur Roseldorf weitere Kohlenwasserstoff-Lagerstätten zu entdecken, zeitigten im Jahre 1975 mit der Bohrung *Stockerau N1* einen ersten Erfolg, der zur Zeit weiter geprüft wird. Die Sonde auf der Terrassenflur im Norden der Stadt führt Erdöl in Sanden des Egerien und auf Klüften an der Oberkante des Kristallins in Teufen von 1810–1840 m. Die Bohrung *Stockerau Ost 1* wurde 4457 m tief und traf einen Gassand im Eger an.

In dem nördlicher gelegenen Teilabschnitt der Waschbergzone gelang der ÖMV im Jahre 1974 ein wichtiger Fund. Die Bohrung *Klement 1,* am Rande der gleichnamigen Ortschaft, am Westfuße der pittoresken Klippen der Leiser Berge, traf in den Sandsteinen des tieferen Lias im Untergrunde des Beckens zwischen ca. 3870 und 3970 m öl- und gasführende Horizonte an, die weiter verfolgt werden.

Eine beachtliche Zahl von Aufschlußbohrungen im flachgelagerten Troganteil westlich des äußeren Grenzbereiches der Waschbergzone führte zu einer schon recht detaillierten Kenntnis dieses Gebietes, und es wurden auch wiederholt Kohlenwasserstoff-Spuren sowohl im jungtertiären Anteil wie im mesozoischen Liegenden gefunden. Eine Lagerstätte konnte aber noch nicht entdeckt werden.

Ein großzügiges Vorhaben, auch nördlich der Donau das Molasseprofil und dessen Liegendes unter dem überschobenen Flysch kennenzulernen, konnte zunächst nicht verwirklicht werden. Die Tiefbohrung *Harrersdorf 1* der ÖMV nördlich Großkrut, hinsichtlich des obersten geologischen Stockwerkes inmitten der Mistelbacher Scholle des Wiener Beckens angesetzt, hat nach Durchteufung der Jungtertiärschichten bei 583 m Tiefe den Flysch erreicht. In diesem wurde bei einer Tiefe von 4135 m wegen bohrtechnisch gesehen extrem schwieriger Lagerungsverhältnisse die Bohrung eingestellt.

Umso bedeutungsvoller erscheint die Aufschlußbohrung *Zistersdorf ÜT 1* der ÖMV östlich der namengebenden Stadt, die Ende 1977 begonnen wurde und bei Jahresbeginn 1979 eine Tiefe von 6825 m erreicht hat. In 4885 m Tiefe wurde der Steinbergbruch durchbohrt und der Flysch erreicht.

(Nachtrag während der Drucklegung: Ende Dezember 1979 bewegte sich Zistersdorf ÜT 1a bei 7474 m Tiefe in gestörten Schichten eines eher äußeren Ablagerungsraumes. Mitte Januar 1980 stieß man bei 7544 m Tiefe auf Erdgas.)

5.1.7.5. Wiener Becken

Die über dem alpin-karpatischen Untergrund im Zuge eines mehrphasigen Geschehens abgelagerten Jungtertiärsedimente erreichen in der Tiefscholle des Beckens Mächtigkeiten bis über 5000 m. Der Flysch als Unterlagerung in den nordwestlichen Teilen der Senke wurde bislang in einer Maximalmächtigkeit von 4174 m erbohrt, ohne durchfahren worden zu sein, und zwar in der Bohrung *Linenberg 2* der ÖMV am Zistersdorfer Steinbergrücken. In den kalkalpinen Untergrund drangen die Bohrungen der ÖMV bisher 3312 m vor. Alle Formationen der Beckenfüllung haben sich als Kohlenwasserstoff führend erwiesen. In neuester Zeit wurde die Bohrtätigkeit auf die seit langem bekannten Erdöllager in den alttertiären Glaukonitsandsteinen des Flyschuntergrundes wiederaufgenommen; die Erfolge im kalkalpinen Untergrund kennzeichnen die letzten beiden Jahrzehnte der Aufschlußtätigkeit im Wiener Becken.

Die Öl- und Gasführung des Jungtertiärs knüpft sich hauptsächlich an Sandhorizonte. Mit dem Feld *Zistersdorf* und seinen beiden Domungen, der *Gösting-* und *Rag-Domung,* wurden 1934 im Sarmat der Tiefscholle östlich des Steinbergbruches die ersten wirtschaftlich produktiven Erdöllager innerhalb der österreichischen Grenzen entdeckt. In einer den Bruch begleitenden Falte liegen die strukturellen Voraussetzungen für diesen Lagerstättentypus vor („Schleppstrukturen", siehe H. STOWASSER, 1966). Die in der Folgezeit erschlossenen Felder *Gaiselberg* (1938) und *Mühlberg* (1942) erwiesen sich als die ergiebigsten dieser Kategorie. Die Tiefe der schließlich bekanntgewordenen Folge von Horizonten, die im Unterpannon einsetzt und das gesamte Sarmat und Baden umfaßt, liegt im Bereiche von 500 bis unter 3000 m. Die seichtesten Öllager liegen im Unterpannon des *van Sickle-Feldes* in rund 500 m Tiefe, in ebendieser Tiefe die hangendsten Gashorizonte des Feldes Mühlberg; die tiefste Jungtertiärlagerstätte bildet das Ölvorkommen im Baden der Bohrung *Zistersdorf 3* an der Ostflanke der Gösting-Domung mit 3141 m. Der Großteil der Ölhorizonte liegt zwischen 900-2000 m Tiefe im Sarmat und Baden (Abb. 153, 155).

Auf weiteren Strukturen in der Tiefscholle längs des Steinbergbruches nordöstlich des Feldes Mühlberg (Bernhartsthal) und südwestlich Gaiselberg (Niedersulz, Hohenruppersdorf) wurden nur kleinere Erfolge erzielt. Erst in *Pirawarth* konnte seit 1957, also in zeitlich ziemlich großem Abstand seit der Entdeckung der Gösting- und Rag-Domung, von der ÖMV ein größeres Feld erschlossen werden, in dem hauptsächlich aus dem Sarmat und Baden, aus einer Vielzahl von Horizonten, produziert wird. Eine weitere ölführende Struktur, *Hochleiten,* wurde 1977 südwestlich Pirawarth gefunden.

Schon in den Anfängen der oben geschilderten Entwicklung wurden im Jahre 1938 mit der Entdeckung des Feldes *St. Ulrich* auf der Hochscholle westlich des Steinbergbruches die wichtigen Ölhorizonte im tiefermiozänen Schlier bekannt, und im Jahre 1941 wurde die Öllagerstätte im unterlagernden Flysch erschlossen. Das Öl knüpft sich an die Scheitelpartien eines W-E-streichenden Flysch-Untergrund-Rückens aus Schiefern und Sandsteinen der alttertiären Glaukonitsandstein-Serie und an poröse Horizonte des auflagernden Schlierbasisschuttes. Die Tiefe der Flyschlagerstätte beträgt im Durchschnitt 900–1200 m, die der Schlierhorizonte 900–1100 m. Das schließlich entwickelte Feld *St. Ulrich-Hauskirchen* gehörte durch Jahre zu den produktivsten des Wiener Beckens. Weitere Funde dieses Lagerstättentypus der begrabenen Berge auf der Mistelbacher Scholle erwiesen sich eher als bescheiden.

Auf der von der Eurogasco geophysikalisch gefundenen Bruchstruktur *Aderklaa* im Marchfeld inmitten der Tiefscholle des Beckens wurden zunächst (1942) Sandhorizonte des später dem Karpat zugeteilten Profilabschnittes als gasführend bekannt. Wie auch sonst in der weiteren Exploration des Beckens erwiesen sich Funde in dieser Stufe als wirtschaftlich wenig bedeutungsvoll. Die Erschließung der Ölhorizonte an der Basis des Badens der Struktur Aderklaa in rund 1700 m Tiefe fällt in die Zeit der Entdeckung der größten Erdöllagerstätte Österreichs, des Feldes *Matzen.*

Langjährige Voruntersuchungen im weiten Bereich der Tiefscholle zwischen dem Steinbergbruch und der March waren diesem letztgenannten Erfolg im Jahre 1949 vorausgegangen. Der wichtigste Erdölhorizont des im folgenden entwickelten Feldes, der *Matzener Sand* an der Basis des Baden, hat eine Durchschnittsmächtigkeit von 25 m und liegt in einer Tiefe von etwa 1620 m. Am seichtesten werden die erdgasführenden Horizonte des Unterpannons (500 m) und des Sarmats (600 m) angetroffen; die tiefsten Horizonte des Jungtertiärprofils, die ins Ottnangien gestellten Kohlenwasserstoff-Horizonte, werden zwischen 1700 und 2000 m erbohrt und sinken im Strukturbereich Schönkirchen-Tief bis 2900 m ab. Die wichtigsten KW-Horizonte des Matzener Jungtertiärprofils liegen in flachen, von Brüchen zerstückelten Antiklinalen.

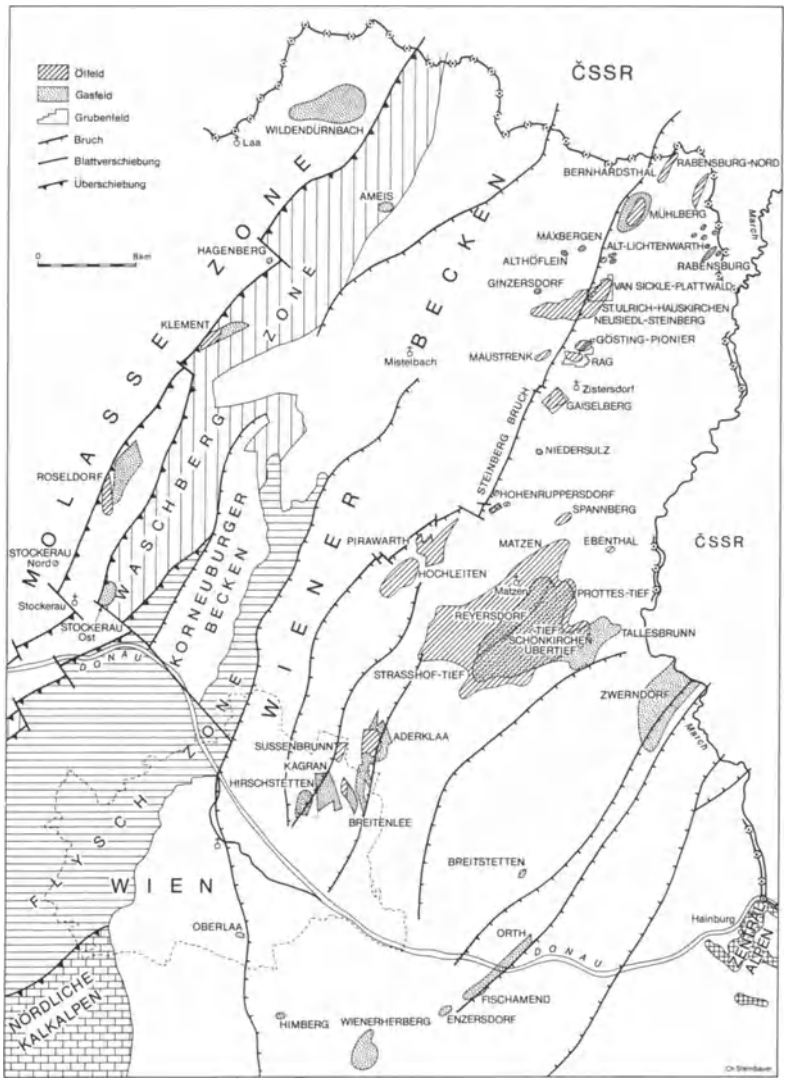


Abb. 153. Übersichtskarte der Erdöl- und Erdgasfelder des Wiener Beckens, der Waschbergzone und der angrenzenden flachlagernden Molasse. Nach einer Unterlage der ÖMV

Abkürzungen für Abb. 154

→

Beckenfüllung:

Pannon:	*OP*	Oberes Pannon (Pont)
	MP	Mittleres Pannon
	UP	Unteres Pannon
Sarmat:	*S*	
Baden:	*Bu-Bo*	Buliminen-Bolivinenzone
	Sdsch	Sandschalerzone
	Olg	Obere Lagenidenzone
Karpat:	*AK*	Aderklaaer Konglomerat
	ASch	Aderklaaer Schichten
	GSch	Gänserndorfer Schichten
Ottnang:	*BSch*	Bockfließer Schichten

Beckenuntergrund:

Tertiär:	*P*	Paleozän
Kreide:	*M*	Maastricht
	Ca	Campan
	CS	Coniac-Santon
	Ce-T	Cenoman-Turon
	A	Oberapt-Alb
	N	Neokom
Jura:	*J*	
Trias:	*TK*	Kössener Schichten/ Plattenkalk
	TH	Hauptdolomit
	TO	Opponitzer Schichten
	TL	Lunzer Schichten
	TW	Wetterstein-Schichten
	TR	Reiflinger Schichten
	TG	Gutensteiner Schichten
Trias/Perm:	*PT*	Permotrias

Der Haupterfolg der intensiven Aufschlußtätigkeit in den darauffolgenden Jahren, im besonderen auf Äquivalente des Matzener Sandes, stellte sich in *Zwerndorf* ein. Hier wurde in einer flachen Antiklinale im Bereiche der Hochscholle des Zwerndorfer Bruchsystems im tieferen Baden bei rund 1500 m eine Gaslagerstätte entdeckt, die für viele Jahre zur ergiebigsten Österreichs wurde. Ein zwischenstaatliches Gewinnungsabkommen mit der Tschechoslowakei ergab sich 1961 aus der Tatsache, daß die nordöstlichen Teile des Vorkommens jenseits der March auf tschechoslowakischem Territorium liegen.

Mit der Abteufung einer Aufschlußbohrung bis in den *alpinen Untergrund* von *Aderklaa* wurde von der ÖMV im Jahre 1959 ein weiterer Abschnitt in der Exploration des Wiener Beckens eingeleitet. Es wurde die Gaslagerstätte im Hauptdolomit des vorneogenen Untergrundreliefs entdeckt und in weiterer Verfolgung dieses gedanklichen Konzepts wurde im Jahre 1962 die Erdöllagerstätte *Schönkirchen Tief* südlich Matzen gefunden (J. KAPOUNEK, L. KÖLBL & F. WEINBERGER, 1963; J. KAPOUNEK, A. KAUFMANN, H. KRATOCHVIL & A. KRÖLL, 1964). Sie wird als Musterbeispiel für die Strukturen eines begrabenen Reliefs dargestellt (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1973). Wirtschaftlich weniger bedeutungsvoll sind die entsprechenden Lagerstätten *Prottes Tief* (Erdöl) und *Baumgarten* (Erdgas). Die Struktur

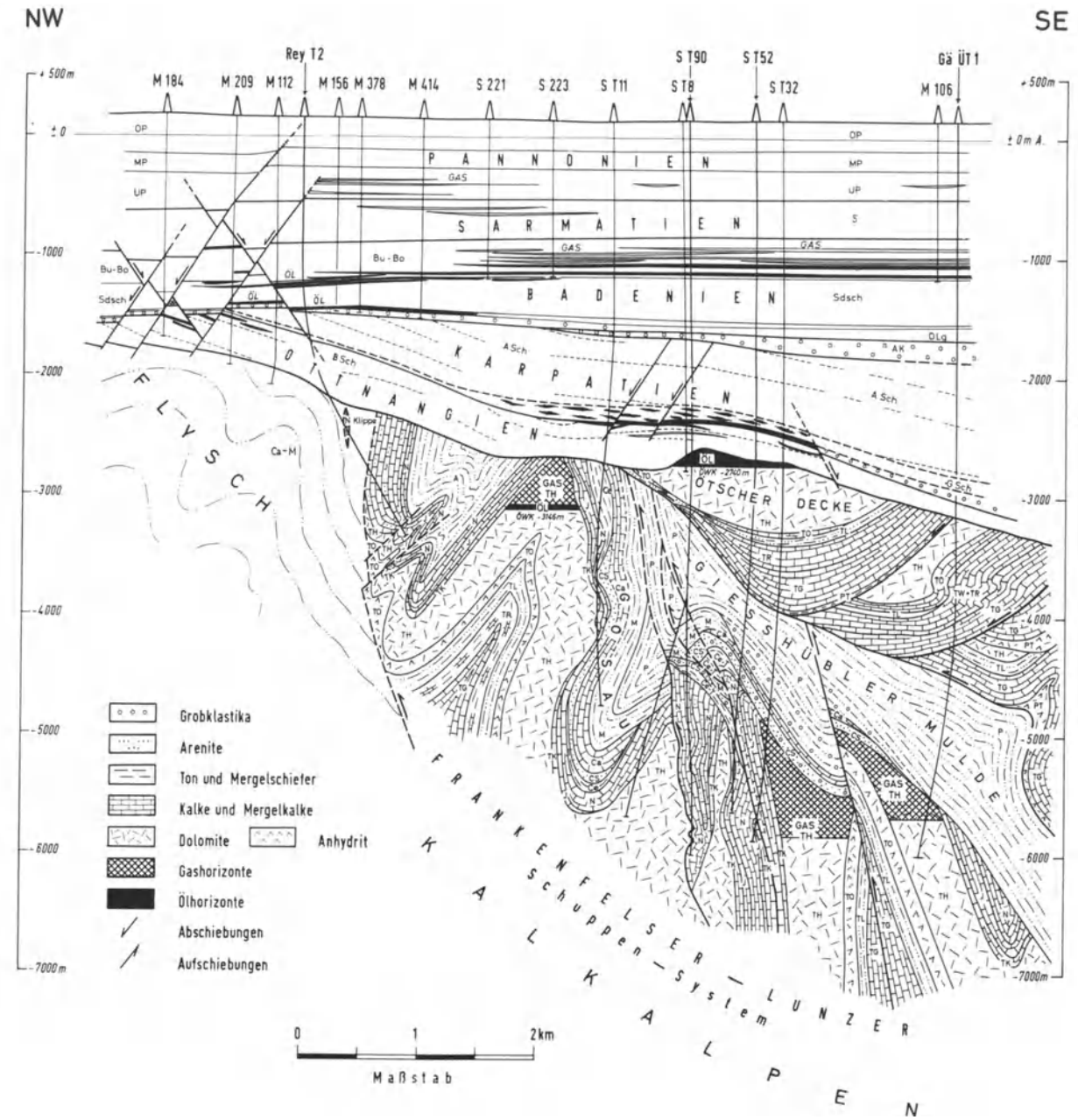


Abb. 154. Geologischer Schnitt durch die Öl- und Gasfelder Matzen–Schönkirchen–Reyersdorf. Nach A. KRÖLL, W. KROBOT, G. WESSELY

Hirschstetten im Nordosten von Wien ist noch in Erschließung.

Dieser Typus von Kohlenwasserstoff produzierenden Strukturen im Wiener Becken, dem wir weiter oben schon in der Flyschlagerstätte St. Ulrich – Hauskirchen begegnet sind, liegt in Aderklaa mit seinem Erdgas führenden Anteil in 2640–2840 m Tiefe, im Bereiche des Frankenfels-Lunzer Schuppensystems. In Schönkirchen Tief wird der ölführende begrabene Rücken in etwa 2800 m Tiefe erbohrt; er wird der Ötscher Decke zugeordnet. Wieder ist das Öl im norischen Hauptdolomit gespeichert.

Ein nächster Schritt in der Erforschung des kalkalpinen Untergrundes wurde von der ÖMV mit der Niederbringung der Aufschlußbohrung *Schönkirchen T 32* in den Jahren 1966/1967 getan. Ihre Hauptaufgabe war, Strukturen inner-

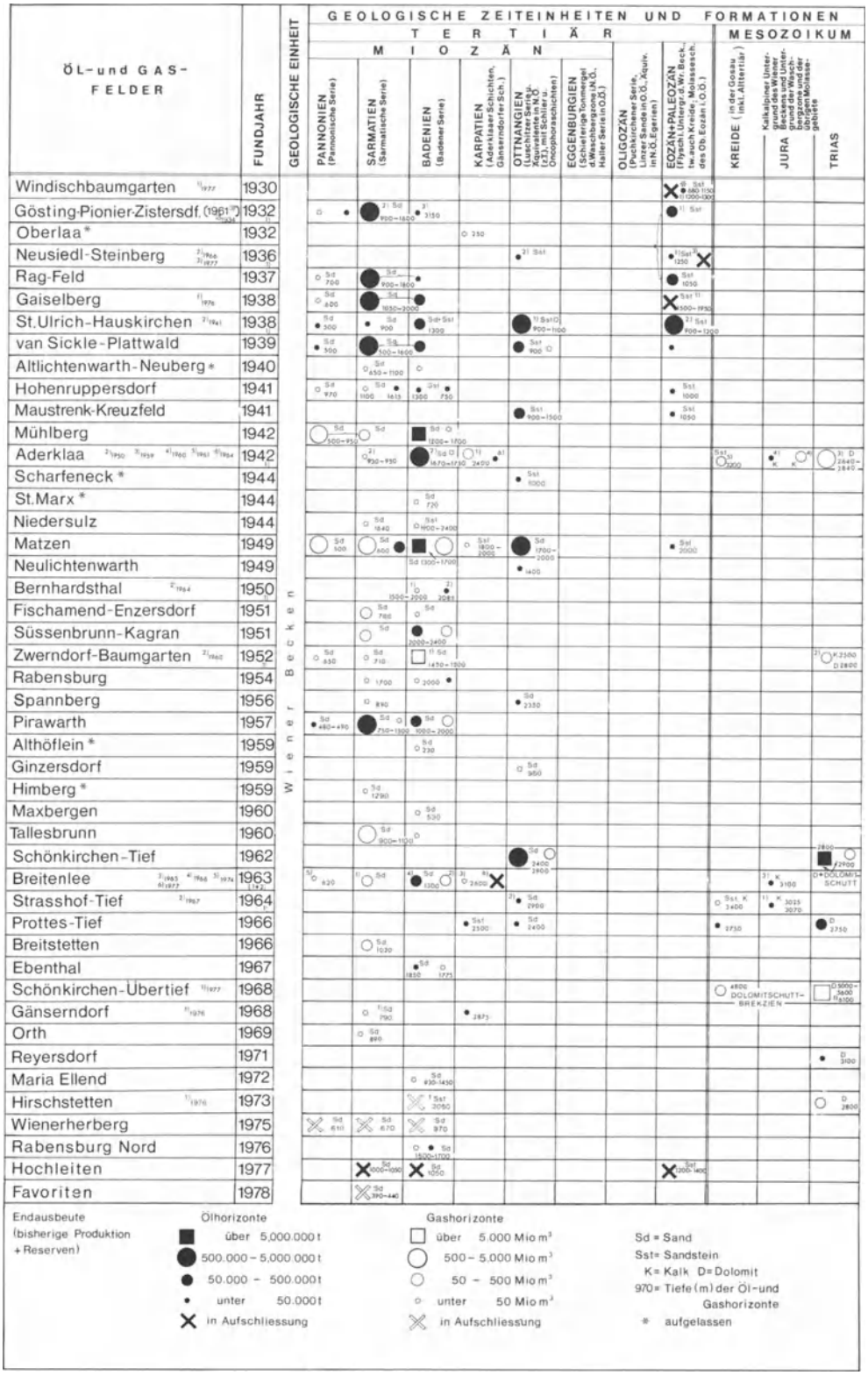


Abb. 155. Tabelle der Erdöl- und Erdgasfelder Österreichs in 2 Teilen. 1. Teil: Wiener Becken
Anmerkung: In der Rubrik Ottnangien ist durch einige Lagerstätten auch höheres Eggenburgien vertreten (Schlierlagerstätten des tieferen Anteils der Luschitzer Serie)

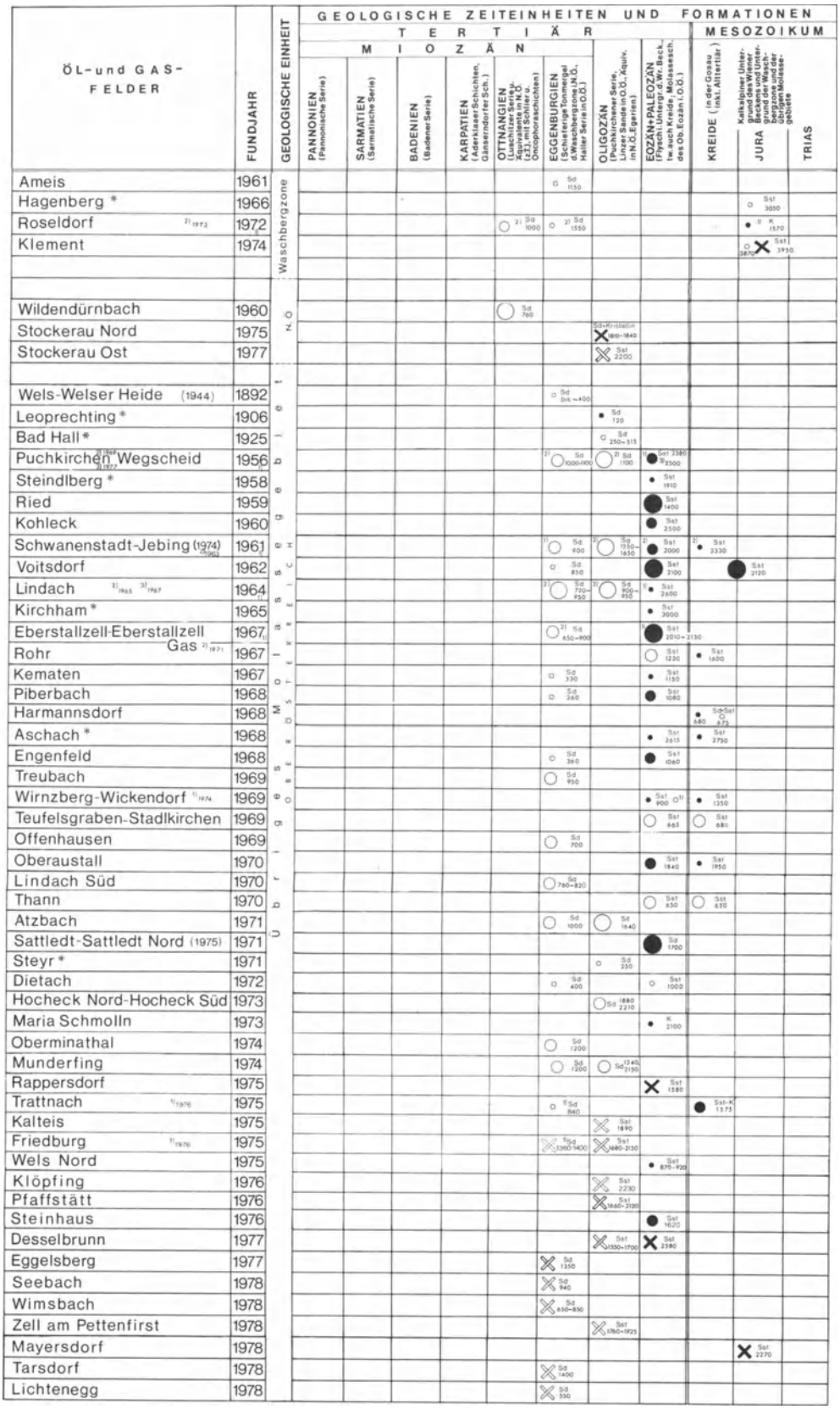


Abb. 156. Tabelle der Erdöl- und Erdgasfelder Österreichs in 2 Teilen. 2. Teil: Molassegebiete
Gesamttabelle in Zusammenarbeit mit ÖMV AG und der RAG erstellt von R. GRILL und W. JANOSCHEK. Eine einschlägige Tabelle findet sich im jährlich erscheinenden Österreichischen Montan-Handbuch
Anmerkung: Wegen der geologischen Übereinstimmung wurde der Gasfund Stockerau Ost, erzielt durch die in der Waschbergzone angesetzte Bohrung Stockerau Ost 1, in der Tabelle zu Stockerau Nord gesetzt

halb der kalkalpinen Decken auf ihre Kohlenwasserstoff-Führung hin zu überprüfen. (J. KAPOUNEK & Sz. HORVATH, 1968). Die Bohrung erreichte den kalkalpinen Untergrund in 2865 m Tiefe und verblieb bis zur Endteufe von 6009 m, also 3144 Meter, im Kalkalpin. Der wirtschaftliche Haupterfolg des Aufschlusses ist die Entdekkung einer Gaslagerstätte im Hauptdolomit des Frankenfels-Lunzer Schuppensystems in einer Tiefe von rund 5000 m (*Schönkirchen Übertief,* siehe Abb. 154). 1971 wurde die Erdöllagerstätte *Reyersdorf* in 3050 m Tiefe gefunden, wieder im Dolomit des Frankenfels-Lunzer Schuppensystems.

Hinsichtlich der Zusammensetzung des Erdöls und Erdgases der verschiedenen Lagerstätten des Wiener Beckens sei hier lediglich vermerkt, daß u. a. aus dem Baden von Matzen und dem Sarmat von Pirawarth naphthenbasische Rohöle gefördert werden. Im Feld Aderklaa liegt paraffinbasisches Erdöl im Baden vor. U. a. aus Schönkirchen Tief wird gemischtbasisches Rohöl produziert. Fast alle Rohöle des Wiener Beckens sind schwefelfrei. Schönkirchen Übertief produziert Sauergas mit etwa 13% CO_2 und 1,8% H_2S. H_2S-armes Gas wird aus dem Untergrund von Aderklaa und Baumgarten gewonnen. Die Gase der Jungtertiärlagerstätten sind praktisch frei von H_2S und enthalten 96–99% CH_4.

Aus einer großen Zahl von Untersuchungen über den Inhalt der Öl- und Gaslagerstätten wurden in Verbindung mit den Kenntnissen des geologischen Aufbaues Schlüsse hinsichtlich der Frage nach der Herkunft der Kohlenwasserstoffe des Wiener Beckens gezogen. Dachte man früher vorwiegend an die pelitischen Sedimente der Beckenfüllung, wurde von J. KAPOUNEK auch das unter dem alpinen Beckenuntergrund erwartete autochthone Mesozoikum als mögliches Muttergestein in Diskussion gestellt. Der derzeitige Stand der einschlägigen Forschungen findet sich bei A. KRÖLL & H. WIESENEDER (1972), H. WIESENEDER (1973) und A. KRÖLL & G. WESSELY (1973). In der neogenen Beckenfüllung werden genetisch ein unteres und ein oberes Stockwerk Kohlenwasserstoff führender Lagerstätten unterschieden, die den Profilanteil Ottnang bis Karpat bzw. Baden bis Pannon umfassen. Die Öl- und Gaslagerstätten im Dolomit der begrabenen Berge schließen sich nach ihrem Chemismus dem genannten tieferen Stockwerk an. Die Kohlenwasserstoffe gelangten durch laterale Migration in den Dolomit. Die Lagerstätten in den Dolomiten der Internstrukturen des kalkalpinen Untergrundes werden aus diesem selbst abgeleitet.

Die intensive weitere erdölgeologische Erschließung des Beckens umfaßt alle bisher bekanntgewordenen Kohlenwasserstoff führenden Stockwerke. Es sind Bohrungen mit einer geplanten Endteufe von über über 7000 m im Gange (Zistersdorf ÜT 1 der ÖMV) und konkrete Planungen für noch größere Tiefen haben eingesetzt. Im Umkreis der alten Felder Gaiselberg, Rag und Gösting werden zusätzliche Ölmengen durch Bohrungen der RAG und ÖMV auf den Flyschuntergrund gewonnen, mit seinen Sandsteinbänken im Steinbergflysch-Bereich und insbesondere in der Glaukonitsandsteinserie. Damit hat die Exploration auch jene Lagerstätten wiedererfaßt, aus deren Bereich der erste Erdölfund im österreichischen Anteil des Wiener Beckens stammt. Schöpfversuche in der Bohrung *Windischbaumgarten 1A* haben im November 1930 aus dem Steinbergflysch, Teufenbereich 681–729 m, 4,5 Tonnen Rohöl erbracht. Das Aufsehen war beträchtlich, wenn auch erst das schon angeführte Jahr 1934 mit der Entdeckung der Lagerstätten im Jungtertiär der Tiefscholle zum Durchbruch führte.

Durch Bohrungen in *Orth a. D.* und *Wienerherberg* konnten von der ÖMV relativ seicht gelegene Gaslagerstätten im Sarmat und Baden schmaler Bruchstaffeln gefunden werden, die durch diffizilste Auswertung aller vorliegenden geologischen und geophysikalischen Einzeldaten erkannt wurden. Mit dem letztgenannten Gasfeld konnte 1975 wieder ein Erfolg in der Exploration des Wiener Beckens südlich der Donau erzielt werden, wenn auch im Vergleich zum Bekkenanteil nördlich des Stromes die hier seit 1932 aufgefundenen Felder durchwegs als klein anzusprechen sind. Aus dem Feld *Oberlaa,* dem von der Eurogasco im letztgenannten Jahr erzielten Erfolg, wurde in den Jahren 1934–1936 Erdgas an das Wiener Elektrizitätswerk in Simmering geliefert. Der spektakuläre Erdgasausbruch von *Enzersdorf a. d. Fischa* im Jahre 1935 führte im weiteren Gefolge zur Erschließung der Felder *Enzersdorf-Fischamend.* Erdöl wurde bis jetzt nicht gefunden. Die schon recht beachtliche Anzahl von Aufschlußbohrungen im gesamten Beckenteil, angesetzt auf der Basis einer seit Beginn der planmäßigen erdölgeologischen Erforschung des Wiener Beckens nie abgerissenen intensiven geologisch-geophysikalischen Exploration, liefert die Hauptgrundlage zur Kenntnis der Beckenfüllung und ihrer Unterlagerung.

Zur Produktion des Wiener Beckens und seines Untergrundes im gesamten sei angeführt, daß die kumulative Erdölproduktion Ende 1978 rund 79,2 Mio. Tonnen, die kumulative Erdgasproduktion rund 24,8 Mrd. m^3n und die Erdölgasproduktion rund 13 Mrd. m^3n beträgt (nach einer Statistik der ÖMV). Daran ist Matzen mit rund 48,1 Mio. Tonnen Rohöl, 8,4 Mrd. m^3n Erdölgas und 5,1 Mrd. m^3n Erdgas beteiligt; die

Erdgasproduktion aus dem Feld Zwerndorf bis Ende 1978 beträgt 11,4 Mrd. m³n. Die Produktionsziffern für das Jahr 1978 im Wiener Becken betragen 1,5 Mio. Tonnen Erdöl, 1 Mrd. m³n Erdgas und 0,45 Mrd. m³n Erdölgas. Die höchste Jahresproduktion an Erdöl, damals zugleich die gesamtösterreichische Jahresproduktion, wurde 1955 mit 3,6 Mio. Tonnen erreicht.

5.1.7.6. Steirisches Becken und Randbereiche des Pannonischen Beckens

Das Steirische Becken, ein auf alpinem Boden liegendes jungtertiäres Senkungsfeld (K. KOLLMANN, 1965), bietet sich heute als morphologisch nicht abgetrenntes westliches Anhängsel an das große Pannonische Becken dar, geologisch ist es jedoch älter und hat eine ähnliche Geschichte wie das Wiener Becken (siehe W. FUCHS, 3.12.2., Abb. 133).

Die Nord- und Westgrenze des Steirischen Beckens sowie der Westteil seiner Südgrenze wird durch verschiedene kristalline Gesteine und mehr oder weniger metamorphe oder nicht metamorphe Serien des Paläozoikums und Mesozoikums auch morphologisch deutlich dargestellt, während seine Trennung vom Westpannonischen Becken (Raab-Graben) durch die morphologisch nicht wirksame, Nordost-Südwest streichende Südburgenländische Schwelle erfolgt.

Durch die Nord-Süd streichende Sausal-Schwelle (Verbindung Plabutsch – Sausal) wird das seichte Weststeirische Becken vom bis über 3000 m tiefen und wesentlich größeren Oststeirischen Becken getrennt. Dieses ist durch mehrere unterirdische Schwellen in verschiedene Teilbekken untergliederbar, wovon die bedeutendsten das Fürstenfelder und Fehringer Becken sowie das Gnaser Becken sind.

Jenseits der Südburgenländischen Schwelle, im westlichen Randbereich des Pannonischen Bekkens, sind Ober-, Mittel- und Unterpannon die beherrschenden Schichtglieder, während die tieferen Tertiärsedimente nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Während früher das erdölgeologische Hauptinteresse im Steirischen Becken den mächtigen jungtertiären Sedimentstapeln galt, aber dort praktisch keine Erfolge erzielt werden konnten, wendete sich die Exploration im Verlaufe des letzten Jahrzehnts auch möglichen Speichern im Untergrund zu. So durchörterte die Bohrung *Waltersdorf 1* der RAG, auf einem NW-SE streichenden Untergrundrücken im Fürstenfelder Becken angesetzt, mehrere hundert Meter mächtige paläozoische Kalke und Dolomite mit ausgezeichneter sekundärer Porosität und Permeabilität, traf dort allerdings nur Warmwasser an, das inzwischen wirtschaftlich genutzt wird.

Auch die Bohrung *Afling U 1* der ÖMV, die im Bereich der Kainacher Gosau des nordwestlichen Beckenrahmens liegt, hatte die Aufgabe, neben der Untersuchung der bisweilen bitumenführenden Gosauschichten auch den paläozoischen Untergrund zu testen. Grünschiefer wurden von 718 m–1067 m durchörtert, darunter folgen bis 1700 m paläozoische Karbonate, die aber nur schwach mineralisiertes Wasser führten. Bis zur Endtiefe von 1826 m verblieb die Bohrung in Granatglimmerschiefern (A. KRÖLL & R. HELLER, 1978).

Der Beginn des erdölgeologischen Aufschlusses im Steirischen Becken kann durch die Bohrung *Mooskirchen* im weststeirischen Anteil angenommen werden, die 1926 von der Firma Raky-Danubia abgeteuft wurde.

Laut L. WAAGEN (1926, 1927, 1938) und H. VETTERS (1936) wurde diese Bohrung in 376 m Tiefe im „Helvet" (Karpat) aus technischen Gründen eingestellt; einige Gasausbrüche (nach damaligen Analysen methanfrei, hauptsächlich Stickstoff) wurden von K. KOLLMANN (1977a) als Lufteruptionen gedeutet. Nach einem im Erdölarchiv der Geologischen Bundesanstalt abschriftlich vorhandenen, maschingeschriebenen Schichtenverzeichnis wurde diese Bohrung aber Ende 1926 in 451,2 m Tiefe in der lithologisch gleichen Serie wie oben eingestellt. Etwa ein Jahrzehnt später setzten die ersten systematischen geophysikalischen Messungen ein. Eine ausführliche Beschreibung der historischen Entwicklung des Erdölaufschlusses im Steirischen Becken gibt K. KOLLMANN, 1965.

1942 wurde von der Firma Wintershall A. G. die Tiefbohrung *Mureck 1* (bisweilen auch Gosdorf 1 genannt) knapp westlich der Südburgenländischen Schwelle abgeteuft. Sie erreichte nicht das Grundgebirge und wurde in 1188 m Tiefe eingestellt. Nach dem Krieg wurde die erdölgeologische Aufschlußtätigkeit zunächst durch die Sowjetische Mineralölverwaltung (SMV) im burgenländischen Anteil fortgesetzt. Mit den Bohrungen Neuhaus 1, Bachselten 1, Mischendorf 1 und Edlitz 1 wurde in den Jahren 1945 bis 1948 ein Nordwest-Südost gerichtetes Profil über die Südburgenländische Schwelle gelegt. Die nordwestlichste Bohrung *Neuhaus 1,* die Anfang 1945 noch von EPG und Raky-Danubia begonnen und dann 1946–1948 von der SMV fertiggestellt wurde, verblieb bis zur Endteufe von 765,1 m (= –486,2 m NN) in Schichten des Pannons und Sarmats, während die Bohrung *Bachselten 1* in 576,4 m (= –307 m NN) aus dem Sarmat in den devonischen Dolomit eindrang. Die Bohrung *Mischendorf 1,* die in

275,15 m Tiefe (= –12 m NN) direkt unter dem Pannon paläozoische Dolomite antraf, markiert etwa die Kulmination der Südburgenländischen Schwelle; *Edlitz 1* im Pannonischen Becken jenseits der Südburgenländischen Schwelle erbohrte unmittelbar unter dem Pannon in 628 m (= –405,5 m NN) den Gneis des Beckenuntergrundes.

Eingehende geologische und geophysikalische Untersuchungen im südlichen Teil des Steirischen Beckens, die im Rahmen eines Forschungsauftrages durch die Firma van Sickle durchgeführt wurden, fanden ihren Höhepunkt mit der 1953 abgeteuften Bohrung *Perbersdorf 1*. Sie erreichte in 1470 m paläozoische Phyllite und wurde in 1477 m Tiefe eingestellt.

Die intensivsten erdölgeologischen Untersuchungen werden seit dem Jahre 1955 von der RAG durchgeführt, und zwar im zentralen Teil des Steirischen Beckens in den Aufsuchungsgebieten Feldbach und Burgau (seit 1964). Dieser Tätigkeit verdanken wir eine umfangreiche Erweiterung des Kenntnisstandes über die Tertiärstratigraphie und den Bau des Untergrundes des Steirischen Beckens sowie über Position und Erstreckung des steirischen Vulkanismus. Den sechs bisher durchgeführten Tiefbohrungen blieb ein wirtschaftlicher Erfolg allerdings versagt.

Die besten Gas- und Kondensatspuren brachte die Bohrung *Walkersdorf 1* (1964) im Norden des Fehringer Beckens in rund 1280–1290 m Tiefe. In der ersten Tiefbohrung der RAG im Steirischen Becken, in *Übersbach 1* südlich Fürstenfeld aus dem Jahr 1959, fanden sich nur geringfügige Kohlenwasserstoffspuren, dafür aber reichlich bisweilen eruptives CO_2, wie solches auch in der Bohrung *Binderberg 1* (1972) südöstlich Fürstenfeld nächst der burgenländischen Grenze angetroffen wurde. Das hier erbohrte Thermalwasser wird nun balneologisch genutzt. Die Bohrungen *Paldau 1* und *Mitterlabil 1*, beide 1964, brachten wesentliche Erkenntnisse über Mächtigkeit und unterirdische Ausdehnung der miozänen Schildvulkane. Die Bohrung *Waltersdorf 1* aus dem Jahr 1975 wurde bereits erwähnt.

(Nachtrag während der Drucklegung: Im Herbst 1979 wurde zwischen Fürstenfeld und Waltersdorf die Bohrung Blumau 1 abgeteuft, die die jungtertiäre Beckenfüllung bis 1716 m durchörterte und dann bis 1907 m in paläozoischen Phylliten verblieb. Die abgelenkte Bohrung Blumau 1a traf bis 2664 m tertiäre Beckenfüllung und dann bis zur Endteufe 3045 m paläozoischen Dolomit mit phyllitischen Zwischenlagen an. Kohlenwasserstoffe wurden nicht gefunden; ein Thermalwasserfund im Dolomit wird getestet [*mündl. Mitt. von Dir. A.* BUDWILL].)

Im burgenländischen Anteil des Steirischen Beckens ist die ÖMV tätig. Sie teufte dort im Jahre 1974 die Bohrung *Litzelsdorf 1* ab, die in 2436 m Tiefe in phyllitischen Tonschiefern des Paläozoikums eingestellt wurde.

Seit dem Jahre 1975 bearbeitet die ÖMV das Aufsuchungsgebiet „Graz", das alle bis dahin bergrechtlich freien Teile des steirischen Tertiärgebietes sowie die Kainacher Gosau und Teile des an der Oberfläche anstehenden Paläozoikums des nördlichen Beckenrahmens umfaßt. Mit der bereits erörterten Bohrung Afling U 1 wurde eine erste Untersuchungsbohrung in der Kainacher Gosau abgeteuft. Im südlichen Steirischen Becken folgten 1978 die vier Aufschlußbohrungen *St. Peter 1, Wiersdorf 1, Pichla 1* und *St. Nikolai 1*, die jedoch bis auf minimale Gasspuren in der Bohrung Pichla 1 keinerlei Anzeichen von Kohlenwasserstoffen brachten. Die Bohrungen wurden jeweils bis in den Beckenuntergrund abgeteuft (entweder paläozoische Phyllite oder Dolomite oder Kristallin) und durchörterten teilweise über 1000 m mächtige Vulkanitserien des Gleichenberger Zyklus.

In räumlich getrennten und verhältnismäßig kleinen Gebieten hat Österreich Anteil am Westpannonischen Becken, und zwar hauptsächlich im sogenannten Seewinkel östlich des Neusiedler Sees sowie östlich der Südburgenländischen Schwelle in einem Gebiet östlich Güssing im südlichen Burgenland und in einem kleinen Areal in der Südsteiermark in der Umgebung von Radkersburg. Setzten im südlichen Teil bei Radkersburg bereits früh erdölgeologische Untersuchungen ein – zu nennen sind hier die Bohrung *Radkersburg* der Raky-Danubia aus dem Jahre 1927, die in 400 m Tiefe in sarmatischen Schichten eingestellt wurde, sowie geophysikalische Untersuchungen während des Krieges und Untersuchungen im Rahmen des Forschungsauftrages van Sickle nach dem Krieg – begannen die Untersuchungen im Seewinkel durch die Firma Eurogasco mit den Tiefbohrungen *Podersdorf 1* (1936) und *Podersdorf 2* (= Frauenkirchen 1) (1936). Während erstere Bohrung nach 377,5 m direkt aus dem Pannon in den Granit des Grundgebirges eindrang, durchteufte die Bohrung Podersdorf 2 mächtiges Pannon (rund 1450 m) und dann entsprechend der Schichtfolge im Pannonischen Becken geringmächtige Schichten des Sarmats und Badens und erreichte schließlich in 1624,5 m ebenfalls den Granit des Grundgebirges.

Anfangs der siebziger Jahre setzte dann intensivere Tiefbohrtätigkeit im Seewinkel ein. Die ÖMV brachte bisher 4 Tiefbohrungen in diesem Bereich nieder. Doch nur in der Bohrung *Tadten 1* aus dem Jahr 1972 konnte beim Test ein

Liste der erdölgeologischen Tiefbohrungen im Steirischen Becken und in den Randbereichen des Pannonischen Beckens, Stand 31. Dezember 1978

Name der Bohrung	Bohrjahr	Unternehmen	Bundesland	Endteufe (Meter)	Anmerkung
Steirisches Becken und Rahmen					
Mooskirchen	1926	Raky-Danubia	Steiermark	? 451,2	? Gasausbrüche; im Weststeirischen Becken
Mureck 1 (= Gosdorf 1)	1942	Wintershall AG	Steiermark	1188	
Neuhaus 1	1945–1947	EPG/SMV	Burgenland	765,1	
Mischendorf 1	1947	SMV	Burgenland	293,1	auf der Südburgenländischen Schwelle
Bachselten 1	1947	SMV	Burgenland	579	
Perbersdorf 1	1953	Tiefbohrunternehmen R. K. van Sickle	Steiermark	1477	
Übersbach 1	1958–1959	RAG	Steiermark	2692	CO_2, tw. eruptiv
Mitterlabil 1	1964	RAG	Steiermark	1781	
Walkersdorf 1	1964	RAG	Steiermark	2141	gute Gasanzeichen und einige Tröpfchen Kondensat
Paldau 1	1964	RAG	Steiermark	1439	
Binderberg 1	1972	RAG	Steiermark	1727	CO_2, tw. eruptiv, und artesisches Wasser; zur Zeit balneologische und geothermische Nutzung
Litzelsdorf 1	1974	ÖMV	Burgenland	2436	
Waltersdorf 1	1975	RAG	Steiermark	1553	zur Zeit Nutzung von geothermischer Energie
Afling U 1	1976	ÖMV	Steiermark	1826	im Randbereich des Steirischen Beckens in der Kainacher Gosau mit 202 m Bitumenmergel
St. Peter 1	1978	ÖMV	Steiermark	992	
Wiersdorf 1	1978	ÖMV	Steiermark	1939	
Pichla 1	1978	ÖMV	Steiermark	1815	
St. Nikolai 1	1978	ÖMV	Steiermark	1274	
An das Steirische Becken angrenzende Randbereiche des Pannonischen Beckens					
Radkersburg	?1927	Raky-Danubia	Steiermark	ca. 400	
Edlitz 1	1948	SMV	Burgenland	631,2	
Randbereiche des Pannonischen Beckens im Seewinkel					
Podersdorf 1	1936	Eurogasco	Burgenland	386,5	
Podersdorf 2 (= Frauenkirchen 1)	1936	Eurogasco	Burgenland	1625	
Pamhagen 1	1971	ÖMV	Burgenland	1902	
Tadten 1	1972	ÖMV	Burgenland	2127	Gasspuren im Baden und Top Kristallin
Halbturn 1	1972	ÖMV	Burgenland	1249	
Apetlon 1	1975	ÖMV	Burgenland	1250	

sehr schwacher Gaszufluß aus dem hier nur drei Meter mächtigen Baden (2067–2070 m) und dem Top des Kristallins festgestellt werden. Die Bohrungen *Pamhagen 1* (1971), *Halbturn 1* (1972) und *Apetlon 1* (1975) wurden jeweils bis ins Kristallin abgeteuft, hatten aber keinerlei Kohlenwasserstoff-Anzeichen.

Bisher wurden also trotz intensiver erdölgeologischer Durchforschung, bei allerdings – bezogen auf die Größe der Gebiete – verhältnismäßig wenigen Tiefbohrungen, im Steirischen Becken und in den auf österreichischem Gebiet liegenden Randbereichen des Pannonischen Beckens keine Kohlenwasserstofflagerstätten gefunden,

was die weiteren Aussichten eher negativ beeinflußt. Die Frage, ob aufgrund des heutigen Kenntnisstandes überhaupt noch erwartet werden darf, Öl- oder Gaslagerstätten zu finden, muß aber dennoch grundsätzlich positiv beantwortet werden. Positiven Indizien, wie entsprechende Beckengröße und -tiefe, günstiger geothermischer Gradient, Vorhandensein eines möglichen Muttergesteines in den limnischen bitumenreichen Sedimenten des in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern vorliegenden Ottnangs („Helvet s. str."), Entwicklung von Speichergesteinen, sowie vor allem Öl- und Gasspuren, stehen jedoch auch eine Reihe von negativen Anzeichen gegenüber. So fehlt z. B. im ganzen Bereich ein regional verbreitetes abdichtendes „cap-rock"; nicht geklärt ist auch ein möglicher negativer Einfluß des miozänen und des jungpliozänen Vulkanismus im Steirischen Bekken und schließlich mag es durchaus möglich sein, daß während der Zeit des Badens und vor allem des Sarmats die sich bildenden Kohlenwasserstoffe in östlicher oder südöstlicher Richtung auf das damalige Schelfgebiet des heutigen Pannonischen Beckens migrierten (K. KOLLMANN, 1965 und 1977a).

Im schmalen Randbereich des Pannonischen Beckens in der Südsteiermark und im südlichen Burgenland sowie im Seewinkel ist wohl vor allem das Fehlen geeigneter Deckschichten für das bisherige Ausbleiben von Explorationserfolgen verantwortlich zu machen.

Sicher wird die stete Verbesserung der reflexionsseismischen Verfahren (Digitalisierung, Vibroseis) dazu führen, den Baustil des Beckenuntergrundes und der tieferen jungtertiären Abfolge besser zu erkennen und die für die Entstehung von Lagerstätten notwendige Fallenbildung prinzipiell zu klären, wozu insbesondere die Aufklärung der früh- bis mittelmiozänen, nicht bis an die Oberfläche reichenden Bruchtektonik zählt. Von großer Bedeutung für die Kohlenwasserstoffexploration wird auch die Untergrundkartierung des Grazer Paläozoikums und da vor allem der Karbonatserien und die mögliche Bedeckung mit Äquivalenten der Kainacher Gosau sein. Heute ist ihre Verteilung nur lückenhaft bekannt, aber es kann mit K. KOLLMANN (1965) angenommen werden, daß der größte Teil des Grazer Paläozoikums im Untergrund des Steirischen Beckens liegt.

Literatur: ABERER F. 1958; BRAUMÜLLER E. 1961; BRIX F. & GÖTZINGER K. 1964; BRIX F. et al. 1977; BUCHTA H. et al. 1963; DUBAY L. 1962; Erdöl in Österreich 1957; FRIEDL K. 1937, 1959; GRILL R. 1947, 1956, 1968; GRILL R. & KAPOUNEK J. 1964; HAWLE H. et al. 1967; HUF W. 1963; JANOSCHEK R. 1958, 1961, 1969; JANOSCHEK R. & GÖTZINGER K. 1969; JENISCH V. 1976; KAPOUNEK J. & HORVATH Sz. 1968; KAPOUNEK J. et al. 1963; KAPOUNEK J. et al. 1964; KAUFMANN A. et al. 1959; KERTAI G. 1961; KÖLBL L. 1967; KOLLMANN K. 1965, 1966, 1977a, b; KREJCI-GRAF K. 1969; KREJCI-GRAF K. et al. 1966; KREJCI-GRAF K. et al. 1968; KREUZER N. 1971; KRÖLL A. & HELLER R. 1978; KRÖLL A. & WESSELY G. 1967, 1973; KRÖLL A. & WIESENEDER H. 1972; LEMCKE K. & WAGNER R. 1961; LOGIGAN ST. & DIEM E. 1964; MUTTENTHALLER H. & EDELMANN A. 1956; Das Österreichische Erdöl 1936; PETRASCHECK W. 1930; SCHIPPEK F. 1963; STOWASSER H. 1966; VETTERS H. 1936, 1938; WAAGEN L. 1926, 1927, 1938; WIESENEDER H. 1964, 1968, 1973; WINKLER-HERMADEN A. 1943.

5.1.8. Geothermische Energie

Von FELIX RONNER

Mit den Abbildungen 157 und 158

5.1.8.1. Einleitung

Geothermische Energie ist Energie aus Erdwärme. Als erste machten A. KIRCHER (1664) und J. HUTTON (1778) die Beobachtung, daß die Temperatur mit zunehmender Erdtiefe ansteigt. Übertragen und gewonnen wird diese Energie durch und aus Wasser, das aus entsprechender Teufe gepumpt wird oder artesisch an der Erdoberfläche (aus als Dampf) austritt. Nach G. FACCA (1973) sind für ein traditionelles Geothermalfeld vier Faktoren nötig:

- Eine Wärmequelle; günstig ist z. B. ein rezenter Vulkanherd oder ein nicht völlig erkalteter Pluton;
- ein Aquifer;
- eine genügend große Wasserführung im Aquifer = gute Permeabilität;
- eine wasserundurchlässige Deckschicht („cap-rock").

Da in den österreichischen Hoffnungsgebieten der geothermische Gradient normal bis mäßig erhöht ist – von Ausnahmen abgesehen 18–33 m für 1° C – und daher für wirtschaftlich interessantes Wasser (>50° C) erst Tiefen von mindestens 750 m in Betracht kommen, ist auch in jedem bekannten Fall ein „cap-rock" vorhanden. Die Suche nach geothermaler Energie reduziert sich daher primär auf ein einziges Faktum: *eine*

Gesteinsschicht in entsprechender Tiefe, die eine gute Wasserwegsamkeit besitzt.

Genauere Kenntnis über den geologischen Aufbau und die Temperaturverhältnisse in den für geothermale Energie in Frage kommenden Tiefen haben wir in Österreich fast ausschließlich durch Bohrungen in Arealen, in denen Erdöl- und Erdgassuche betrieben wird. Es sind dies im wesentlichen die großen Tertiärbecken mit ihrem Untergrund: Wiener Becken, Oststeirisches Bekken und Molassezone (einschließlich österreichisches Rheintal). Es soll hier jedoch betont werden, daß auch der Alpenbereich Österreichs durchaus für geothermale Energiegewinnung in Frage kommen könnte, nur haben wir noch zu wenig gesicherte Daten über Wasserführung und Temperaturverhältnisse in größeren Tiefen.

Sind auch die Kohlenwasserstoff-Tiefbohrungen von eminenter Wichtigkeit für unsere Kenntnis über Aquifere und deren Ergiebigkeit, so darf doch nicht übersehen werden, daß sie fast nie die für eine Gewinnung von geothermaler Energie optimalen Verhältnisse widerspiegeln; Kohlenwasserstoff-Bohrungen werden auf tektonische Hochzonen angesetzt, für Geothermal-Bohrungen sind die Mulden mit ihren mächtiger entwickelten Sedimentpaketen günstiger.

In unseren Nachbarländern Italien (Stromerzeugung aus den Trockendampfsonden Larderello bei Pisa seit 1904), Ungarn (Heißwasser um 90° C im Pannonischen Becken seit 1962) und Slowakei wird die geothermale Energie bereits wirtschaftlich genutzt. Larderello – Monte Amiata ist ein Sonderfall, der in Österreich keine Parallele hat (lokale Temperaturzunahme von 1° C pro Meter Tiefe). Jedoch bestehen Analogien bezüglich der Erdwärme zwischen dem Oststeirischen Becken und dem Pannonischen Becken, vor allem zur Großen Ungarischen Tiefebene sowie es auch solche zwischen dem Wiener Becken und der ungarisch-slowakischen Kleinen Donau-Tiefebene gibt.

5.1.8.2. Das Oststeirische Becken

Eine von L. Stegena (1972) entworfene Karte der Geo-Isothermen in der Tiefe von 1000 m (s. z. B. F. Ronner, 1974, Tafel I), die ganz Ost- und Nordeuropa – einschließlich der DDR und der CSSR – sowie den Nahen Osten und Gebiete bis weit über den Ural nach Osten umfaßt, zeigt, daß die höchsten Temperaturen in Ungarn auftreten: 60–70° C, in Einzelfällen sogar 75°. Die Isothermenkurven sind nach Südwesten und Süden zu – nach Österreich und Jugoslawien – offen, d. h., daß sich die günstige geothermische Tiefenstufe durch das Südburgenland in das Oststeirische Becken fortsetzen sollte. Indizien dafür gab es schon, seit 1949 A. Winkler-Hermaden eine geothermische Tiefenstufe von 17 m pro 1° C bei Eisenhüttl im Burgenland aus einem artesischen Brunnen errechnete. Erst in neuester Zeit wurden von H. Zojer (1977) regionale Temperaturuntersuchungen an Artesern angestellt, die das Übergreifen der pannonischen Tiefentemperaturverhältnisse von Ungarn nach Westen bestätigen. Interessant dabei ist, daß der basaltische Vulkanismus des Pliozäns (Daz) als Wärmequelle keinerlei Rolle spielt; schwerer interpretierbar ist der miozäne (Karpat bis Unterbaden), flächenhaft verbreitete trachyandesitische Vulkanismus (siehe Abb. 157). Der günstige Wärmegradient dürfte von der in Ungarn geophysikalisch ermittelten Aufwölbung des Erdmantels stammen.

Neben diesen Gemeinsamkeiten mit Ungarn gibt es aber sehr gravierende Unterschiede: In der Großen Ungarischen Tiefebene sind Quartär (bis 800 m!) und Pannon zusammen bis über 5500 m mächtig, die wichtigsten Aquifere liegen im unteren Oberpannon zwischen 1800–2200 m (selten auch bis 2400 m), darunter sind im Tertiär nur mehr impermeable Sedimente. Im Oststeirischen Becken, das durch die Südburgenländische Schwelle vom Pannonischen Becken getrennt ist (s. Abb. 133), sind Quartär und Pannon nur geringmächtig (selten über 200 m), jedoch gibt es gut permeable Aquifere bis ins Karpat hinab – im Fürstenfelder und Gnaser Becken bis in rund 3500 m Tiefe, was Temperaturen bis 200° C erwarten läßt (siehe Abb. 157). Ungünstig dagegen ist ein Vergleich der regionalen Ausdehnung und der Sedimentationsbeständigkeit: das Steirische Becken weist eine unruhige, stark wechselnde Sedimentation infolge einer Zerteilung in kleine Teilbecken mit zwischengeschalteten Schwellen auf (siehe Abb. 133). Das bringt nicht nur einen stark wechselnden Chemismus der Tiefenwässer, sondern auch die Gefahr einer mangelnden Alimentation mit sich; bei größerer Entnahme könnte sich der (ev. fossile) Wasservorrat bald erschöpfen. Reinjektion des abgekühlten Förderwassers in den Entnahmehorizont kann eine langfristige Nutzung garantieren.

Unter dem Neogen, das meist mit Karpat, seltener bereits mit Ottnang oder erst mit Baden beginnt, liegt im Oststeirischen Becken meist Paläozoikum mit Phylliten oder Karbonatgesteinen. Letztere sind oft verkarstet oder stark zerklüftet und bilden ganz vorzügliche Heißwasserlieferanten. Leider ist über die regionale Verteilung dieser Kalke und Dolomite noch zu wenig bekannt, als daß man derzeit schon Bohrungen gezielt darauf ansetzen könnte.

Das Weststeirische Becken wie auch der bur-

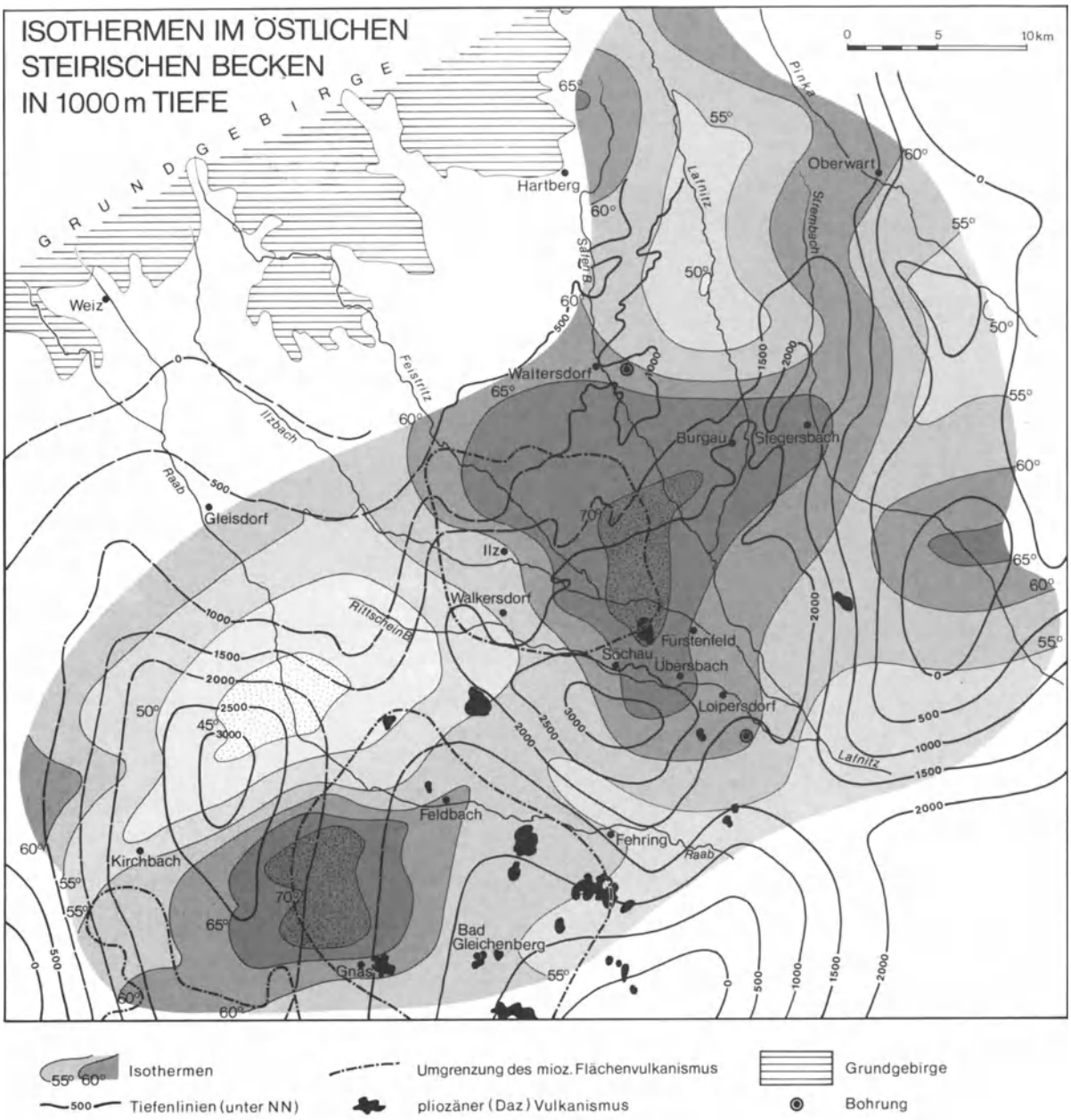


Abb. 157. Geoisothermenkarte des Oststeirisch-Südburgenländischen Neogenbeckens in der Tiefe von 1000 m. Entworfen nach einer im Südosten leicht geänderten Isolinienkarte der geothermischen Tiefenstufe im östlichen Steirischen Becken von H. ZOJER, 1977 und ergänzt um die Verbreitung der neogenen Vulkangebiete und der Beckentiefen nach J. BEER & K. KOLLMANN, 1977 (unveröffentlichte Karte).

Zugrundegelegt sind Temperatur-Messungen an 415 ausgewählten artesischen Brunnen zwischen 60 und 330 m, im Mittel von 85 m Tiefe. Da in einer Tiefe von 15–20 m unter Niveau die Lufttemperaturschwankungen ihren Einfluß verlieren, wurde als Ausgangstemperatur das langjährige Jahresmittel ab der Oberfläche zu Grunde gelegt – 8,5° C. (Die mittleren Lufttemperaturen von 1901 bis 1970 liegen in den oststeirischen und südburgenländischen Tälern zwischen 8,3 und 9,1° C). Es erscheint riskant, geothermische Gradienten, die für Tiefen von meist weniger als 100 m errechnet wurden, bis in 1000 m Tiefe zu extrapolieren; jedoch gaben die einzigen zwei Temperaturlogs in dieser Region die Berechtigung dazu (Waltersdorf im September 1976, Radkersburg April 1978). In beiden Fällen zeigt die T-Zunahme eine Fastgerade, in Waltersdorf bis 670 m (44°), in Radkersburg bis 1788 m Teufe (81,5° C). Da die Bohrungen in beiden Fällen mehrere Monate in Ruhe verblieben waren, hatte die Dickspülung die Formationstemperatur angenommen.

Auch die Temperatur in der Bohrung Binderberg 1 (bei Loipersdorf) von 96° c in rund 1535 m Teufe bestätigt die Extrapolationsergebnisse

genländische Anteil am Pannonischen Becken an der Südost-Flanke der Südburgenländischen Schwelle scheiden vorläufig wegen der zu geringmächtigen Tertiärfüllungen als Hoffnungsgebiete für Geothermalenergie aus.

In zwei oststeirischen Ortschaften soll Geothermalwasser in Kürze für Raumheizung genutzt werden, in Loipersdorf (südlich Fürstenfeld) und in Waltersdorf (am halben Weg zwischen Fürstenfeld und Hartberg im Norden gelegen).

Bei *Loipersdorf* wurde in der Bohrung Binderberg 1 der RAG (1972) im grobklastischen Oberkarpat in 1516–1551 m Tiefe eine Temperatur von 96° C gemessen, was einer Zunahme von etwa 1° C pro 17,8 m entspricht. Das Wasser ist stark mineralisiert (NaCl-Hydrogencarbonat-Typus) und korrosiv (rund 36 g NaCl/l H_2O). Entnommen wird jedoch Wasser aus höheren Sarmathorizonten mit rund 54° C Bohrkopftemperatur. 1977 wurde eine zweite Bohrung auf Heißwasser niedergebracht (Lautenberg 1), die aus 1098 bis 1172 m Teufe (Sarmat) Wasser von rund 60° C (am Bohrkopf) liefert. Das läßt eine Lagerstättentemperatur von rund 66° C erwarten oder eine geothermische Tiefenstufe von ca. 19 m pro 1° C. Eine Pumpe in 888 m Tiefe fördert bis zu 5 Sekundenliter, doppelt soviel wie die Bohrung Binderberg 1. Das Wasser aus beiden Bohrungen soll vornehmlich für balneologische Zwecke verwendet werden.

1975 wurde von der RAG die Bohrung *Waltersdorf 1* niedergebracht, die bis 1094 m Neogen, dann bis 1514,5 m Grazer Paläozoikum durchörterte und bei 1553 m im Raabalpen-Kristallin eingestellt wurde. Ein erster Geothermie-Test fand 1976 in einem 30 m mächtigen Sand-Aquifer des Sarmat an der Basis der mit einer Zementbrücke verschlossenen Verrohrung in 670–696,5 m statt. Dort ergab ein Temperaturlog 44° C, was eine geothermische Tiefenstufe von rund 19 m pro 1° C bedeutet. Obwohl von guter Porosität, erwies sich die Permeabilität des Sandhorizontes als zu gering für eine wirtschaftliche Energiegewinnung (hohe Pumpkosten). 1978 wurde daher bis zum stark zerbrochenen und verkarsteten Devon-Dolomit in 1094 m Teufe, der 145 m mächtig ist, neu aufgebohrt und 5" geschlitzte Rohre eingebaut. Darnach traten 4–5 l/sec. artesisch aus und nach einem halbjährigen Pumpversuch (1979) pendelte sich die Spiegelhöhe bei Entnahme von ~ 12 l/sec. in 36 m u. T. ein. Die Wassertemperatur am Bohrkopf blieb dabei konstant 61° C, der Wasserchemismus günstig: weniger als 1400 ppm Na-Hydrogencarbonat, nicht aggressiv, leichter *Ichthyolgeruch, Argonführung.* Der Isotopengehalt des Wassers blieb über die ganze Versuchszeit unverändert; das Wasseralter war höher als 55.000 Jahre. Ein Versuchsglashaus brachte gute Ergebnisse, eine Leitung zu Schulen und zum Kindergarten ist im Bau. Das auf ca. 30° abgekühlte Wasser wird das große Schwimmbad füllen.

5.1.8.3. Das Wiener Becken

Im „Inneralpinen" Wiener Becken ziehen unter den sehr verschieden mächtigen Neogensedimenthorizonten die tektonischen Einheiten der Ostalpen in die Karpaten weiter. Hier liegt das dichteste Netz von Tiefbohrungen der Erdölfirmen, die großartige Erkenntnisse über den äußerst komplizierten tektonischen Bau der überdeckten alpinen Decken- und Bruchsysteme brachten (s. Abb. 153). So senkt z. B. der Leopoldsdorfer Verwurf, der von St. Marx in Wien bis südlich Achau etwa N–S verläuft, den Ostteil der Beckenbasis bis rund 5600 m unter die heutige Oberfläche im „Schwechater Loch" ab, während sie im Westen davon nur mit 400 bis 1000 m Neogen bedeckt ist. Der stratigraphische und lithologische Aufbau der Neogen-Sedimentpakete ist ähnlich dem des Oststeirischen Bekkens, jedoch fehlt der Vulkanismus.

In der an das Wiener Becken nach Osten anschließenden und dem Pannonischen Becken zugehörenden slowakischen Donau-Tiefebene (Kleine Ungarische Tiefebene) wird Heißwasser, vorwiegend aus dem Unterpannon, aus Sanden und Sandsteinen erbohrt. Dabei werden Temperaturen von rund 100° C in Tiefen von 2500 m (Pannon) erreicht. Die Sedimentation ist so beständig, daß Geothermie-Karten erarbeitet werden konnten, die Aufschluß geben über

a) Lage und Umriß von Hoffnungsgebieten,
b) zu erwartende Wasser-Maximaltemperaturen,
c) den chemischen Wassertypus und den Gehalt an gelösten Feststoffen.

Im Wiener Becken sind die Verhältnisse ungünstiger: große Verwurfsprünge, unruhige Sedimentation und eine ungünstigere geothermische Tiefenstufe, die mit rund 30–33 m/1° C anzusetzen ist, sowie stark wechselnde Salinität.

Wie im oststeirischen Becken sind auch hier gut permeable Karbonatzonen unter der neogenen Beckenfüllung die erfolgversprechendsten Heißwasserlieferanten.

Die zur Gänze verrohrte Aufschlußbohrung *Aspern 1* der ÖMV (1974) durchörterte von 3106 bis 3296 m Tiefe im Liegenden des Neogens den Hauptdolomit der Ötscherdecke mit Wasser von über 100° C und extrem hoher Mineralisierung: NaCl-Typus mit rund 150.000 ppm gelösten Feststoffen. Ein Entnahmetest der ÖMV im November 1976 ergab, daß aus der

Sonde rund 11,6 l/sec Wasser artesisch austritt, mit einem Druck am Bohrkopf von etwa 30 atü. Schwierigkeiten gab es bei der versuchten Reïnjektion in einen höheren Sandhorizont des Neogen im selben Bohrloch, die wegen der hohen Mineralisierung von der Wasserrechtsbehörde auferlegt wurde. (Eine Ableitung in die nahe Donau hätte bei mittlerer Wasserführung eine Salzanreicherung des Donauwassers von weniger als 1 ppm ergeben).

Nicht immer jedoch ist mit einem „Normalverhalten" der Wassertemperaturen in den Karbonatzügen des Beckenuntergrundes zu rechnen. Das scheint vor allem den Bereich der Wiener Thermenlinie zu betreffen. Dort brachte die ÖMV zwei Aufschlußbohrungen nieder, die nach normaler Temperatur-Zunahme in den Neogenschichten auf wesentlich kälteres Süßwasser in Wettersteinkalk und Dolomit der kalkalpinen Decken stießen.

- Die Bohrung Sollenau 1 erbrachte in 2470 m Tiefe Wasser von 32° C statt rund 86° C, wie zu erwarten gewesen wäre (A. KRÖLL, Vortrag 1978).
- In der Bohrung Berndorf 1 traf man in 4750 m Tiefe Wasser von ca. 49° C statt rund 156° C bei normaler T-Zunahme an (A. KRÖLL, Vortrag 1979; beide Messungen fanden nach mehrtägiger Arbeitspause statt.)

Es kann angenommen werden, daß ein lange aktives Karststromsystem die umgebenden Gesteine so tiefgreifend abgekühlt hat, daß keine rasche Aufheizung des absinkenden Wassers mehr stattfindet. Große Wassermengen müssen auch heute noch an der Oberfläche austreten, die Lokalisierung dürfte aber nicht leicht sein.

5.1.8.4. Die Molassezone

Im Norden des Alpen-Karpaten-Bogens und in langer Front von diesem später überschoben, transgredierten ab dem Eozän in einem gegen Süden bis über 3000 m absinkenden Trog Tertiär-Detritussedimente auf das Kristallin der Böhmischen Masse sowie auf aufliegendes Paläozoikum und Mesozoikum. Stark wechselnde Sedimentationsbedingungen und zahlreiche Bruchstaffeln erschweren die Kenntnis des Baues des Untergrundes und der faziellen Verhältnisse. Erst in den letzten Jahren haben Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrungen einige Grundzüge klargelegt.

In der niederösterreichischen Molassezone scheint die Tiefenstufe ähnlich der des Wiener Beckens zu sein. Wegen der geringen Anzahl der Tiefbohrungen sind noch wenige Details bekannt.

In Oberösterreich dagegen sind die geothermischen Verhältnisse mit Temperaturzunahmen von 1° C auf ungefähr 27 bis 20 m (bis 1000 m Teufe) günstiger. Im äußersten Nordwesten der oberösterreichischen Molassezone wurde eine positive geothermale Anomalie entdeckt (Abb. 158). Dort beträgt die geothermische Tiefenstufe bis 1000 m Teufe 18,3 m pro 1° C. Der Grund ist eine Verwerfung von über 1000 m zwischen der Tertiärbasis der Hochscholle von Füssing (Bayern, linkes Innufer) im Norden und der Tiefscholle von Geinberg im Süden. Ähnliche Anomalien könnten möglicherweise bei einem dichter werdenden Bohrnetz aufgefunden werden.

Als Aquifere kommen gutpermeable, grobklastische Tertiärsedimente (Eozän), vorzugsweise in den alpennahen tiefsten Muldenzonen im Süden in Frage, wie auch darunterliegende klüftige Oberkreidesandsteine und vor allem Malmkalke. Letztere bildeten während eines langen Zeitraumes die Landoberfläche (Sedimentationslücke bis zur Oberkreide-Transgression) und wurden während dieser Zeit stark verkarstet.

Die Salinität der Tiefenwässer hält sich nach den bisher vorliegenden Analysen in mäßigen Grenzen, generell sind die tiefstliegenden Wässer die salzreichsten: Das Wasser im Malm von Obernberg 1 z. B. führt rund 2500 mg NaCl pro Liter H_2O, während es in dem bloß ca. zweieinhalb Kilometer entfernten Füssing nur rund 450 mg NaCl/l H_2O aufweist.

Obwohl diese Tiefenwässer zumindest teilweise fossiler Natur sind, ist eine Alimentation wahrscheinlich; die Malmkalke bilden in breiter Front südwestlich Passau das Relief unter der quartären Bedeckung und K. LEMCKE (1976) hat Druckniveau-Zusammenhänge des Malmkarstwassers mit der Donau (Regensburger Raum) nachgewiesen.

Die Bohrung *Geinberg 1* fuhr in 2123,5 m einen verkarsteten Malmkalk an und wurde wegen starker Spülungsverluste in 2162,5 m fest. Wasser von über 100° C wurde angetroffen, was anzeigt, daß der geothermische Gradient auch unter dem 1000 m-Niveau nicht gravierend ungünstiger wird. Das Wasser sollte überhydrostatischen Druck aufweisen.

Im Vorarlberger Rheintal wurde 1960 in der gestörten Molasse die Bohrung Dornbirn 1 abgeteuft (bis fast 3000 m), die jedoch den Molasse-Untergrund nicht erreichte. Temperaturmessungen ergaben eine geothermische Tiefenstufe von ungefähr 20 m/l° C bis mindestens 2800 m Tiefe. Nach Festwerden der Bohrung stieg die Temperatur durch fünf Tage von 106° auf 136° an. Auf Grund regionalgeologischer Erwägungen sollten unter der Molasse Karbonatgesteine des

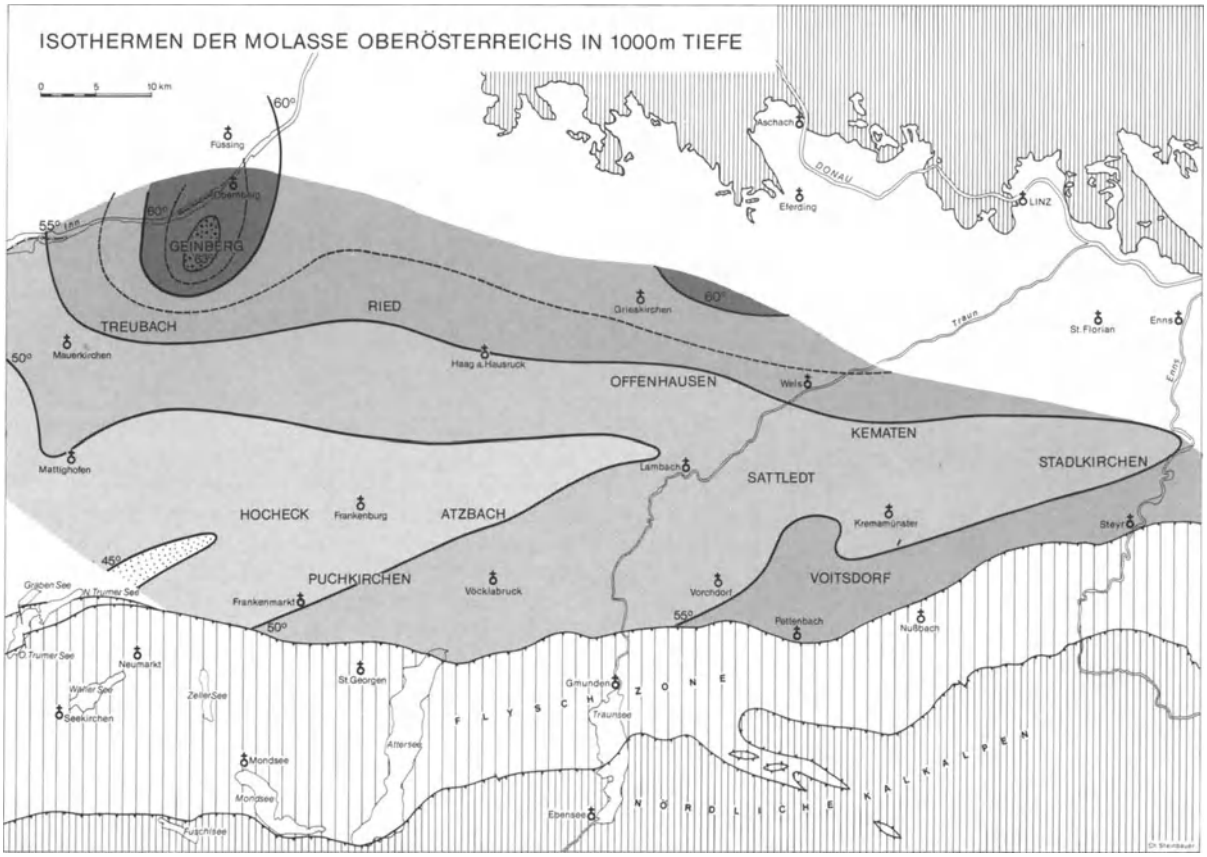


Abb. 158. Geoisothermenkarte der oberösterreichischen Molassezone in der Tiefe von 1000 m. Vereinfacht und um Geinberg verändert nach B. KUNZ 1977.
Zugrundegelegt sind Temperatur-Messungen in rund 250 Kohlenwasserstoffbohrungen der Rohöl-Aufsuchungs Ges. m. b. H. Da nur 2 Temperaturlogs und relativ wenige Druckmessungen in produzierenden Ölsonden vorliegen, war B. KUNZ auf Werte angewiesen, die mit einem Maximumthermometer in den Bohrlöchern kurz nach Ziehen des Bohrgestänges gewonnen wurden – und dadurch sehr unterschiedlich niedriger liegen als die wahren Formationstemperaturen. Diesen Maximum-Temperaturen wurden einheitlich 12° C zugezählt (in 1 000 m Tiefe), was einen groben Erfahrungs-Mittelwert darstellt. Da nur wenige Messungen aus 1 000 m Tiefe vorlagen, wurden sie meist durch Interpolation ermittelt.
Der Verlauf der Geoisothermen zeigt ein E-W-streichendes „Temperatur-Tal" mit den tiefsten Temperaturen im Westen. Gegen Nord und Süd steigen die Temperaturen, so daß die Temperatur-Rinne ungefähr in der Mitte des Molassebeckens liegt. Scheint die Temperatur-Abnahme von Nord nach Süd bis zur Rinnen-Achse, und von Ost nach West in Achsenrichtung mit der Tiefe des Beckens in Zusammenhang zu stehen, so widerspricht die Zunahme weiter nach Süd (von der Rinnenachse) dieser Annahme: Nach Süden, gegen den Flysch-Rand, wird das Molasse-Becken noch tiefer. Genau dieselbe Situation trifft man im Schweizer Molassebecken an (L. RYBACH, 1975)

Malm liegen, die vorzügliche Aquifere mit Temperaturen von rund 150–200° C abgeben könnten.

Literatur: ARMSTEAD CH. 1973; BANWELL C. J. 1973; BARBIER E. & FANELLI M. 1973; BARNEA J. 1973; BELTEKY L. 1972; BROWN D. W. 1972; CARLÈ W. 1958; FACCA G. 1973; FLÜGEL H. W. 1972d; Geothermie en France 1975; HAENEL R. & ZOTH G. 1973; HICKEL W. J. 1972; HUTTON J. 1788; JANOSCHEK W. 1976; JANSCHEK H. 1975; KIRCHER A. 1664; KOLLMANN K. 1964; KRÖLL A. & WESSELY G. 1973; KUNZ B. 1977; Larderello and Mte Amiata o. J.; LEMCKE K. 1976; MAUGIS P. 1974; Nutzung der geothermischen Energie 1976; POLESNY H. & WEBER F. 1975; Recent Geothermal Developments in Iceland 1973; RONNER F. 1974; RONNER F. & ZÖTL J. 1974; RYBACH L. 1975; STEGENA L. 1972; WINKLER-HERMADEN A. & RITTLER W. 1949; ZOJER H. 1977.

5.2. Hydrogeologie

Von Traugott Erich Gattinger

Mit den Abbildungen 159 und 160

5.2.1. Überblick

Die Hydrogeologie Österreichs ist charakterisiert durch die Vielfalt der geologischen Gegebenheiten, die für die Beziehungen zwischen Wasser und Gestein bestimmend sind. Dazu kommen, von nicht geringerer Bedeutung, die ebenfalls sehr differenzierten meteorologischen und hydrologischen Verhältnisse.

Ebenso wie die Fähigkeiten der im Bundesgebiet vorkommenden Gesteine zu Einspeisung, Weiterleitung und Speicherung von Wasser in weiten Grenzen schwanken, variieren auch die Werte der Niederschläge, des Oberflächenabflusses und der Evapotranspiration in großen Spannweiten.

Zur Verdeutlichung seien bereits eingangs einige der unterschiedlichen Werte angeführt:

Während in Becken mit quartären Sand-Kies-Füllungen, wie z. B. im Südlichen Wiener Becken, im Tullnerfeld, in der Welser Heide, im Grazerfeld, im Salzburger Becken oder im Inntal bei Innsbruck Infiltrationsgeschwindigkeiten von 2000 mm/Tag herrschen, betragen die Infiltrationsgeschwindigkeiten in Gebieten tertiärer Tonvorkommen, z. B. des Weinviertels, nur wenige Millimeter/Tag.

Die Fließgeschwindigkeiten von unterirdischen Wässern liegen in der Spanne von wenigen cm/Tag in feinsandigen Aquiferen der Molassezone bis zu mehreren km/Tag in den Karstgebieten des Dachstein-, des Schneeberg-, Rax- oder des Hochschwabmassivs.

Die jährliche Niederschlagshöhe beträgt in den hochalpinen Regionen der westlichen Bundesländer 2500 bis 3000 mm, im Nordosten und Osten des Bundesgebietes hingegen nur 500 bis 600 mm.

Aus der Gegenüberstellung dieser wenigen Werte wird bereits deutlich, daß sich die Gesamtdarstellung der Hydrogeologie Österreichs zwangsläufig aus Einzeldarstellungen jener Zonen und Gebiete ergibt, für welche die wesentlichsten der naturgegebenen Voraussetzungen wenigstens im großen und ganzen übereinstimmen, wobei für die hydrogeologische Betrachtungsweise die geologischen Gemeinsamkeiten im Vordergrund stehen.

Die hydrogeologische Gliederung unseres Landes steht somit in direkter Beziehung zu seiner geologischen Zonierung, allerdings mit einer gewissen Großzügigkeit, da manche geologischen Differenzierungen für das Verhältnis von Wasser und Gestein von untergeordneter Bedeutung sind. Daraus ergeben sich Möglichkeiten der Zusammenfassung und der zulässigen Vereinfachung, die für eine kurze Darstellung wie die vorliegende unumgänglich notwendig sind.

Die nachfolgend zu beschreibenden hydrogeologischen Landschaften Österreichs sind:

- das Kristallingebiet der Böhmischen Masse
- die Molassezone des Alpenvorlandes und das Gebiet zwischen Böhmischer Masse und Waschbergzone
- die Flyschzone
- die Nördlichen Kalkalpen
- die Grauwackenzone
- die Zentralzone
- das südliche Kalkgebirge
- die inneralpinen Tal- und Beckengebiete und das Wiener Becken.

5.2.2. Die Hydrogeologischen Landschaften

5.2.2.1. Das Kristallingebiet der Böhmischen Masse

Dieses Gebiet umfaßt im wesentlichen den Bereich nördlich der Donau mit dem Mühlviertel und Waldviertel; seine Ausläufer überschreiten aber den Strom im Westen mit dem Sauwald und im Osten mit dem Dunkelsteiner Wald.

Die Täler liegen zwischen 450 m und 600 m

N.N., die Berge um 1000 m. Der Anteil der Böhmischen Masse, etwa 11% des Bundesgebietes (H. KÜPPER, 1965), gehört zu den niederschlagsarmen Zonen Österreichs. Im Westen liegen die Niederschlagshöhen zwischen 700 und 1250 mm im Jahresdurchschnitt, im Osten zwischen weniger als 600 und 1000 mm.

Geologisch besteht das Gebiet überwiegend aus Graniten und Gneisen in zahlreichen Varianten sowie untergeordnet aus kristallinen Schiefern und eingeschalteten Marmorzügen.

Da die genannten Festgesteine an und für sich undurchlässig sind, beschränkt sich die Grundwasserbildung auf die oberflächennahen aufgelockerten Verwitterungszonen sowie auf die offenen Gesteinsklüfte und die durch tektonische Bewegungen zerbrochenen Gesteinszonen, soferne diese nicht durch Gesteinszerreibsel abgedichtet erscheinen.

Tertiäre Beckenbildungen und quartäre Lokkersedimente sind im Vergleich mit der Größe des Kristallingebietes von geringer Ausdehnung, aber für die Grundwasserbildung in dieser ansonsten grundwasserarmen Region von Bedeutung. Die über 50 m mächtigen Sande des Gallneukirchner Beckens, des Freistädter und des Kefermarkter Tertiärs bilden die Aquifere für die Wasserversorgung der genannten Orte.

Die Verwitterungszonen der Kristallingesteine reichen nur gelegentlich in größere Tiefen. Im allgemeinen liegt ihre Mächtigkeit bei maximal 10 m. Der Anteil an Feinbestandteilen, wie z. B. kaolinisiertem Feldspat, beschränkt häufig die Durchlässigkeit des Verwitterungsmaterials auf Werte, wie sie für Sand-Schluff-Gemische zutreffen. Die daraus resultierenden kleinen Fließraten bewirken, daß die Ergiebigkeiten von Brunnen gering sind und meist gerade für Einzelversorgungen hinreichen.

Die Bildung von Kluftgrundwasser ist außer durch die Niederschlags- und Infiltrationswerte auch dadurch begrenzt, daß die meisten offenen Klüfte nur bis in Tiefen von 20 bis 30 m reichen und z. T. durch Verwitterungsmaterial von oben her abgedichtet sind, sodaß Kluftgrundwasser allgemein für die Versorgung ebenfalls nur von lokaler und beschränkter Bedeutung ist.

Zuweilen kommt es in tektonischen Störungszonen oder in Quarziten, welche in kristalline Schiefer eingeschaltet sind, durch Zerbrechung und Auflockerung der Gesteine zu beachtlichen Wasserwegsamkeiten und damit zur Ausbildung ergiebigerer Quellvorkommen.

Beispiele dafür sind die Quellengebiete von Trautwald und Sulzberg nordöstlich bzw. nordwestlich von Aigen im Mühlviertel, die zusammen eine Schüttung von über 30 l/sec. besitzen und für die Fernwasserversorgung Oberes Mühlviertel genützt werden (K. VOHRYZKA, 1973).

Quellaustritte von kleinerer, aber im Vergleich zu den Kristallinquellen immerhin beachtenswerter Ergiebigkeit treten zuweilen auch im Anschluß an Marmorzüge im Bereich des östlichen Waldviertels auf.

Entsprechend der relativ geringen Löslichkeit der Hauptgesteinsarten und den zumeist verhältnismäßig kurzen Einzugswegen sind die Grundwässer im Kristallingebiet der Böhmischen Masse allgemein nur mäßig mineralisiert. Es handelt sich um weiche bis sehr weiche Silikat-Sulfat-Karbonatwässer. Ihre Gesamthärte beträgt zuweilen unter 1 dH°, meistens jedoch zwischen 2 und 5 dH°. Die Wässer gehören vorwiegend mit pH-Werten unter 7 dem sauren Bereich an. Diesem Umstand ist der häufig verhältnismäßig hohe Anteil von Eisen an den gelösten Stoffen zuzuschreiben, zumal eisenführende Gesteine, wie Weinsberger Granit (2–3% FeO) oder Perlgneis (5% FeO), weite Verbreitung zeigen (K. VOHRYZKA, 1973).

5.2.2.2. Die Molassezone des Alpenvorlandes und das Gebiet zwischen Böhmischer Masse und Waschbergzone

Etwa 10% des Gebietes von Österreich werden von der Molassezone des Alpenvorlandes eingenommen (H. KÜPPER, 1965). Ihr flachwelliges Hügelland, dessen durchschnittliche Seehöhe von 400 m im Westen auf 200 m im Osten absinkt, liegt zwischen der Böhmischen Masse im Norden und der Flyschzone im Süden und erstreckt sich von Salzach und Inn im Westen bis zur Thaya im Nordosten.

Die durchschnittlichen Niederschlagswerte liegen um 600 bis 700 mm im Raum St. Pölten – Tulln und im Weinviertel und erreichen 1250 mm am Südrand gegen die Flyschzone zu.

Die Gesteine, welche die Molassezone aufbauen, gehören im wesentlichen dem Tertiär an. Sie zeigen einen vielfältigen Wechsel zwischen primär durchlässigem und undurchlässigem Material, in welchem häufig sekundäre Wasserwegsamkeiten durch Klüftung vorhanden sind.

Verschiedentlich wurde durch Tiefbohrungen die Unterlage des Tertiärs, autochthones Paläozoikum und Mesozoikum, auf dem Kristallinsockel der Böhmischen Masse aufgeschlossen.

Als Aquifere kommen in der Molassezone vor allem die sandigen Basisbildungen der jeweiligen Tertiärschichtfolge, wie Linzer Sande und Melker Sande (Eger), und die in wasserundurchlässige Tonmergel (Schlier) eingelagerten Sandhori-

Hydrogeologische Einheiten:	Großräumige hydrogeologische Voraussetzungen für die Bildung von Grundwasservorkommen.		
	günstig:	mäßig:	ungünstig:
Quartäre Tal- und Beckenfüllungen, überwiegend Schotter und Sande	Grundwasserbildung in Schottern u. Sanden mit großem Porenvolumen u. guter Durchlässigkeit; z. T. sehr ergiebige Vorkommen		
Tertiäre Beckenfüllungen, überwiegend Tone und Sande		Grundwasserbildung auf Vorkommen von Schotter- und Sandeinlagerungen sowie auf Auflockerungszonen (Verwitterungs-, Kluft- und Störungszonen) beschränkt	
Sandsteine und Schiefer der Flyschzone			Stark eingeschränkte lokale Grundwasserbildung in Auflockerungszonen (Verwitterung, Klüftung)
Ausgedehnte Vorkommen von Karbonatgesteinen in der Flyschzone	Grundwasserbildung in Karsthohlräumen und in Auflockerungszonen (Verwitterungs-, Kluft- und Störungszonen)		
Kalkalpine Gesteine (überwiegend Kalke und Dolomite) der Nördlichen Kalkalpen, der Gailtaler Alpen und der Karawanken	Grundwasserbildung in Karsthohlräumen und in Auflockerungszonen z. T. sehr ergiebige Vorkommen.		
Mesozoische Kalke, Dolomite und Schiefer der Zentralzone		Grundwasserbildung auf Vorkommen von verkarsteten Kalken und Dolomiten sowie auf Auflockerungszonen (Verwitterungs-, Kluft- und Störungszonen) beschränkt	
Paläozoische Schiefer u. Phyllite der Grauwackenzone, Innsbrucker Quarzphyllit; Ennstaler Phyllit; Schiefer u. Phyllite der Zentralzone u. der Karnischen Alpen		Eingeschränkte Grundwasserbildung in Auflockerungszonen (Verwitterungs-, Kluft- und Störungszonen, Schieferungsfugen)	
Paläozoische Kalke und Dolomite der Grauwackenzone, des Murauer und Grazer Paläozoikums und der Karnischen Alpen	Grundwasserbildung in Karsthohlräumen und in Auflockerungszonen (Verwitterungs-, Kluft- und Störungszonen)		
Kristallin der Zentralzone (überwiegend Glimmerschiefer und Gneise)		Eingeschränkte Grundwasserbildung in Auflockerungszonen (Verwitterungs-, Kluft- und Störungszonen Schieferungsfugen)	
Kristallin der Böhmischen Masse (Granite und Kristalline Schiefer)			Stark eingeschränkte Grundwasserbildung in Auflockerungszonen (Verwitterungs-, Kluft- und Störungszonen, Schieferungsfugen)

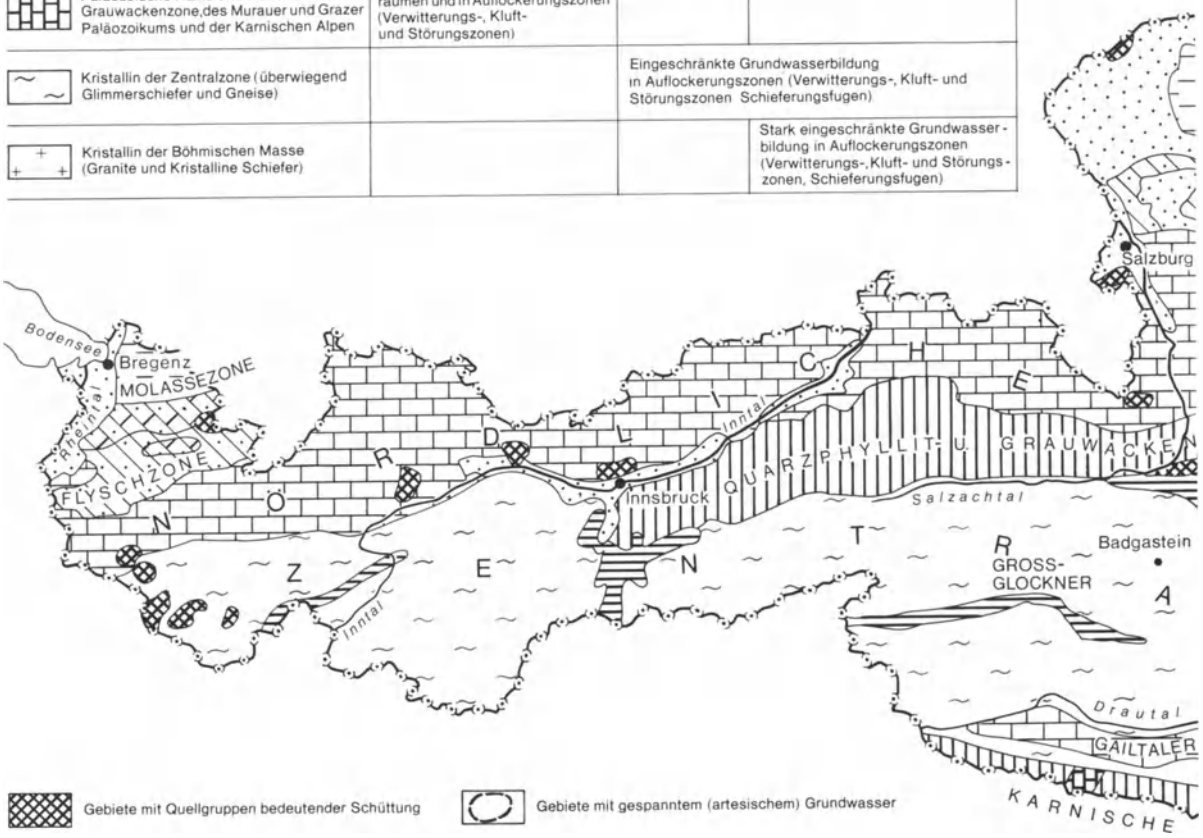
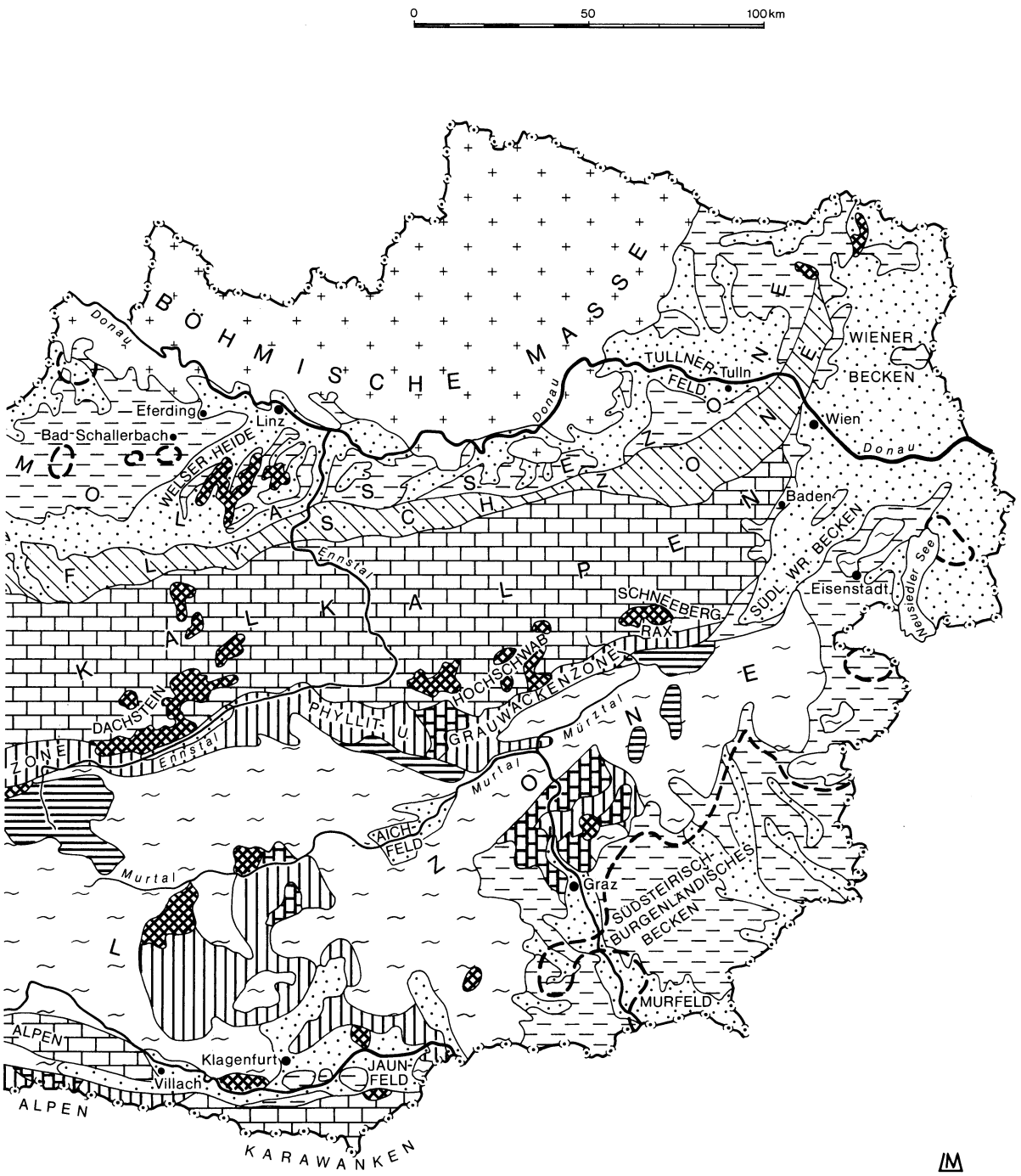


Abb. 159. Hydrogeologische Einheiten Österreichs

Hydrogeologische Einheiten Österreichs

Entwurf T. GATTINGER 1979



zonte in Betracht, z. B. die Atzbacher, Mehrnbacher und Treubacher Sande (Ottnangien, Innviertler Serie) und der „Sandstreifenschlier" in Niederösterreich.

Während die Basissande und die genannten Sande der Innviertler Serie mit Durchlässigkeitsziffern im Bereich von 10^{-3} bis 10^{-5} m/sec gute Aquifere darstellen (K. VOHRYZKA, 1973), liegen die Durchlässigkeitswerte der in den Tonmergelfolgen des Schliers eingelagerten Feinsande wesentlich ungünstiger. Dementsprechend unterscheiden sich auch die Ergiebigkeiten von Versorgungsanlagen, wobei die Größe des jeweiligen Einzugsgebietes, das im wesentlichen mit der Fläche des oberflächlich ausstreichenden Aquifers identisch ist, eine wesentliche Rolle spielt. Immerhin kann das Grundwasserdargebot dieser Schichten für kommunale Versorgungsanlagen von Gemeinden bis zur Größe von Kleinstädten hinreichend sein.

Von nur lokaler Bedeutung wegen ihrer geringen Ergiebigkeit sind zumeist die Kluftwässer, die in den Tonmergelserien (Schlier) der Molassezone vorkommen. Sie werden häufig nur aus eng begrenzten Einzugsgebieten gespeist und eignen sich trotz gelegentlich bis zu 30 m tief angelegten Brunnen lediglich für Hausversorgungsanlagen.

Fallweise treten in der Molassezone gebietsweise geschart artesische Wässer in verschiedenen Tiefen auf. Solche Gebiete befinden sich z. B. in der Umgebung von Ried im Innkreis und im Eferdinger Becken. Besonders im Innviertel stammen die artesischen Wässer zum Teil aus beachtlichen Tiefen, wie etwa jene der Molkerei Ried i. I. (300 m) und in Anetsham (480 m). Die oftmals ergiebigen artesischen Wässer (Rainbach östlich Schärding: über 30 l/sec. bei 15 m Steighöhe ü. G.) treten zum Teil in einwandfreier Trinkwasserqualität auf, zum Teil sind sie jedoch so stark mineralisiert, daß sie sich nicht für den menschlichen Genuß eignen, wie beispielsweise jenes bei Oberteufenbach (südlich Schärding), das einen hohen Gehalt an Speisesoda aufweist (K. VOHRYZKA, 1973).

Im allgemeinen handelt es sich bei dem aus den Molasseschichten erschroteten Grundwasser um Karbonatwässer von mittlerer bis sehr großer Härte (8 bis 50 dH°), wobei die niedrigeren Härtewerte für jene Grundwässer zutreffen, die aus quarzsandreichen Basisschichten stammen, während in den Feinsandeinschaltungen und in den Klüften im Schlier die harten und sehr harten Wässer auftreten.

Eine besondere Rolle für die Grundwasserbildung spielen die in der Molassezone vorhandenen, z. T flächenhaft verbreiteten fluviatilen Quartärablagerungen. Während die Moränen durch häufige Einschaltungen von Tonen und Lehmen zumeist nur lokale Grundwasservorkommen ermöglichen, bilden die ausgedehnten klastischen Sedimente eiszeitlicher und zwischeneiszeitlicher Flußsysteme ausgezeichnete Grundwasserleiter.

Die großen Grundwasservorkommen des Alpenvorlandes sind an diese weiträumigen Talfüllungen gebunden. Die beiden bedeutendsten sollen nachfolgend beispielmäßig zusammengefaßt dargestellt werden.

Die *Welser Heide* (K. VOHRYZKA, 1973), von Lambach bis Linz/Kleinmünchen der Traun auf eine Länge von ca. 35 km folgend, baut sich aus Schottern der Hochterrasse, der Niederterrasse und der Austufe auf. Ihre Breite beträgt zwischen Wels und Linz etwa 5 km.

Die Terrassenschotter zeigen einen bedeutenden Anteil an umgelagerten Hausruckschottern mit Quarz- und Kristallinkomponenten, während kalkalpines Material einen wesentlich geringeren Teil ausmacht und Flyschkomponenten stark zurücktreten.

Das Grundwasservorkommen der Welser Heide setzt sich aus dem Begleitgrundwasser der Traun und aus jenen Grundwässern zusammen, die von Gerinnen der angrenzenden Schlierlandschaft im Norden und aus den Deckenschottern der Traun-Enns-Platte von Süden eingespeist werden.

Die k-Werte des Schotterkörpers der Welser Heide liegen im allgemeinen um 10^{-1} bis 10^{-3} m/sec. Die Fließgeschwindigkeiten erreichen Maximalwerte von 100 m/Tag, die durchschnittliche Fließgeschwindigkeit ist jedoch wesentlich geringer. Die Grundwasseroberfläche, aufgenommen vom Hydrographischen Dienst, Amt der O.Ö. Landesregierung, bei Niedrigwasser vom 3. bis 5. November 1964 (K. VOHRYZKA, 1973), zeigte ein Absinken von 360 m über N. N. bei Lambach auf 250 m über N. N. bei Linz.

Die Sohle des Grundwasservorkommens der Welser Heide wird von jungtertiären Tonmergeln (Schlier) gebildet, deren Oberfläche in Rinnen und Kuppen gegliedert ist, woraus sich große lokale Unterschiede in der Mächtigkeit des Grundwasserkörpers ergeben. Es können Schlierkuppen über die Grundwasseroberfläche soweit emporragen, daß sie nur noch von Trokkenschotter bedeckt sind, während die Grundwassermächtigkeit im Bereich von Schlierrinnen bis 8 m beträgt.

Das Grundwasservorkommen wird durch Haus-, Industrie und Ortsversorgungsanlagen in großem Maße genützt. So werden beispielsweise aus dem südlich von Linz gelegenen Grundwasserwerk Scharlinz etwa 85% des Bedarfes der

oberösterreichischen Landeshauptstadt gedeckt. Das Grundwasser ist schwach alkalisch (pH-Wert 7,3) und mit einer Härte von 18 dH° als ziemlich hart zu bezeichnen.

Neben der Welser Heide sind im oberösterreichischen Alpenvorland jene Vorkommen zu erwähnen, welche in bedeutendem Maße mit begleitenden Grundwässern in den quartären Talfüllungen, z. B. der Salzach von Burghausen bis zu ihrer Mündung, der Mattig und des unteren Inn bis in den Raum südlich Schärding, der Donau und des Innbaches im Eferdinger Becken westlich und im Machland östlich von Linz, und schließlich der Enns von Steyr abwärts bis zur Mündung in die Donau, im Zusammenhang stehen.

Das bedeutendste Grundwasservorkommen im Quartär des niederösterreichischen Alpenvorlandes ist das Tullnerfeld.

Die Sohle wird auch hier überwiegend von Tonmergeln und Feinsand (Schlier) des Ottnang (Oncophoraschichten) und untergeordnet des Karpat gebildet.

Die Mächtigkeit der quartären Schotter- und Sandfüllung des Tullnerfeldes, das eine Längserstreckung von ca. 45 km zwischen Krems und Stockerau und eine durchschnittliche Breite von 12 km aufweist, beträgt ca. 8 bis 12 m.

Ebenso wie in der Welser Heide weist auch im Tullnerfeld die Schlieroberfläche ein deutliches Relief auf (M. SCHUCH, 1973). Östlich von Krems besteht eine Mulde, die in eine flachere Rinne übergeht, welche südwestlich Stockerau wieder in eine Mulde mündet. Entsprechend dem Relief der Sohle zeigt der Grundwasserleiter unterschiedliche Mächtigkeit, die in den Muldenzonen 12 bis 17 m, randlich und in den Hochzonen stellenweise weniger als 5 m erreicht. Die durchschnittliche Mächtigkeit des Grundwasserleiters liegt zwischen 7 und 10 m.

Außer vom Begleitgrundwasser der Donau wird das Grundwasservorkommen des Tullnerfeldes vom Norden her von Wässern gespeist, die vom Kristallin des Kamptales und vom Lößgebiet des Wagram einziehen, während im Süden Wässer aus dem Gebiet der Molasse und im Südosten von der Flyschzone hinzukommen. Die Unterschiede in der Härte des Grundwassers des Tullnerfeldes (M. SCHUCH, 1973) stehen mit den verschiedenen Einzugsgebieten im Zusammenhang. Während die aus dem Kristallin und aus der Flyschzone stammenden Wässer bewirken, daß die Härtewerte im Westen unter 10 dH°, im Osten unter 15 dH° betragen, liegen jene der Wässer, welche vom Einzug aus dem Wagram im Norden und der Molasse im Süden beeinflußt werden, zwischen 20 bis über 25 dH°.

Aus dem Grundwasservorkommen werden zahlreiche Gemeinden versorgt, so die Stadt Krems zu 95% und die Städte Tulln und Stockerau zur Gänze.

Wasserwirtschaftlich bedeutsame Quellvorkommen treten in der Molassezone vor allem dort auf, wo durch Erosion bei entsprechenden Gefälleverhältnissen Grundwasserströme oder die Grenzbereiche von Grundwasserleitern zu undurchlässigen Sohlschichten aufgeschlossen sind. In der überwiegenden Zahl der Fälle handelt es sich dabei um klastische Quartärsedimente über Schlier.

Erwähnenswerte Beispiele sind die Enknachquellen und die Quellaustritte von Ranshofen-Neusiedlung am Inn (ca. 200 l/sec), ferner die etwa 10 km lange Quellenzone im Aiterbachtal südlich Wels mit ca. 110 größeren und kleineren Quellaustritten an der Grenze der Älteren Dekkenschotter zum Schlier, die Quellen im Sipbachtal südöstlich von Wels mit einer Gesamtschüttung von mindestens 200 l/sec und die Quellaustritte in der Umgebung von Kremsmünster mit Einzelschüttungen bis 80 l/sec (K. VOHRYZKA, 1973).

In der nordöstlichen Molassezone sind Quellaustritte z. T. an die Schichtgrenze von Löß über tertiären Tegeln gebunden. Bei verhältnismäßig kleinen Einzugsgebieten weisen sie jedoch allgemein nur geringe Schüttungen auf. Einige ergiebigere Quellen kommen durch den Stau von Karstgrundwässern an undurchlässigen Tertiärschichten im Bereich der Ernstbrunner und der Falkensteiner Klippen (Oberjurakalk) westlich und nördlich von Mistelbach zustande.

5.2.2.3. Die Flyschzone

Im wesentlichen aus praktisch undurchlässigen Hartgesteinen oder Tonen und Tonmergeln bestehend, stellt die im Süden an die Molasse des Alpenvorlandes anschließende Flyschzone ein Grundwasser-Mangelgebiet dar, obwohl die Niederschlagswerte mit durchschnittlich 1250 bis 1750 mm/Jahr bedeutend über jenen der Molassezone liegen. Die Grundwasserbildung beschränkt sich hier auf Kluftzonen in Hartgesteinen oder auf wenige Meter Verwitterungsdecke und ist dementsprechend nur von lokaler Bedeutung. Lediglich der Abfluß von Oberflächenwässern in die nördlich anschließenden Bereiche von Diluvialschottern bedingt an einzelnen Stellen eine über das lokale Maß hinausgehende Bedeutung der Flyschzone als Grundwassereinzugsgebiet, wie z. B. im Falle der Quellen südlich Frankenmarkt (150 bis 200 l/sec Schüttung), an deren Zustandekommen Flyschwässer mitbeteiligt sind (K. VOHRYZKA, 1973).

Im allgemeinen sind die Ergiebigkeiten der zahlreichen innerhalb der Flyschzone auftretenden Quellen klein bis sehr gering, bilden jedoch häufig die einzige Möglichkeit für Hausversorgungsanlagen, insbesondere in höhergelegenen Gebieten. Sowohl Brunnenanlagen, welche neben Kluftwässern die spärliche Grundwasserbildung in der Verwitterungsdecke ausnützen, als auch Quellen zeigen zudem häufig starke Ergiebigkeitsschwankungen in Abhängigkeit von den Niederschlägen.

Die Wässer der Flyschzone sind im allgemeinen alkalisch (pH-Werte 8 bis 10) und von großer bis extremer Härte (22 bis über 90 dH°).

Im innerhalb der Flyschzone liegenden Helvetikum Vorarlbergs bedingen kalkige Jura- und Kreidegesteine (Schrattenkalk) teilweise Verhältnisse wie in den Kalkalpen.

5.2.2.4. Die Nördlichen Kalkalpen

Die Hydrogeologie der nördlichen Kalkalpen wird durch zwei Faktoren bestimmt, und zwar durch die Verkarstung der Karbonatgesteine (Dolomite und Kalke) der Trias und des Jura einerseits und andererseits durch das Vorhandensein von Stauschichten, vor allem an der Basis der Trias (Werfener Schichten), aber auch in höheren Horizonten, vor allem als Liegendes der Obertrias (Lunzer Schichten, Carditaschichten, Halobienschiefer etc.) und an der Basis des Jura (Lias-Fleckenmergel.).

Die wesentlichen Wegsamkeiten für die im Bereich der Kalkalpen einziehenden unterirdischen Wässer bestehen in Kluft- und Spaltenzonen der Karbonatgesteine, die durch Lösungsvorgänge über geologische Zeiträume zu Höhlen- und Schlauchsystemen aufgeweitet worden sind. Bedingt durch oftmals beträchtliche Höhenunterschiede zwischen Infiltrationsniveau und Stauhorizont sind große unterirdische Fließgeschwindigkeiten für Karstwässer charakteristisch. Sie benötigen über eine Distanz von mehreren Kilometern zwischen Einspeisung und Wiederaustritt nicht selten nur wenige Stunden, wie durch zahlreiche Markierungsversuche, z. B. im Dachstein-, Hochschwab- und Rax-Schneealpen-Massiv nachgewiesen wurde.

Aus den großen Durchgangsgeschwindigkeiten ergibt sich, daß, anders als Porengrundwässer, die Karstwässer im allgemeinen nur geringer Filterung und damit kaum nennenswerter Reinigung während ihres unterirdischen Laufes unterliegen. Trotzdem sind sie von enormer Bedeutung für die österreichische Wasserwirtschaft, ja schlechthin unentbehrlich für die Versorgung von zumindest einem Drittel der Einwohner unseres Landes.

Da die Einzugsgebiete der Kalkalpen in wesentlichen Teilen zu den hochalpinen Regionen mit reichem Niederschlagsdargebot und geringer Evapotranspiration zählen und die Oberflächenabflüsse durch das starke Zurücktreten von undurchlässigen Gesteinen obertags in Grenzen gehalten werden, kommt ein beträchtlicher Teil der Niederschläge, die im Jahresdurchschnitt zwischen 2000 bis 3000 mm betragen, dem unterirdischen Abfluß (bis zu 75%) zugute.

Ihrer Herkunft entsprechend sind die kalkalpinen Wässer überwiegend schwach alkalisch (pH-Werte um 7,5) und von mittlerer bis mäßiger Härte (zwischen 8 und 18 dH°). Extrem harte Wässer treten mitunter an der Basis der Triasgesteine im Bereich der Werfener Schichten, aber auch, namentlich im Westen in den Raibler Schichten, vor allem durch Lösung von Gips, auf. Die Temperatur der Karstwässer der nördlichen Kalkalpen liegt mit 5 bis 8° C in der Regel um einige Grade über dem Jahrestemperaturmittel des Einzugsgebietes. Die Karstwassertemperaturen unterliegen allgemein nur geringen Schwankungen.

Ganz anders verhält es sich mit den Schüttungen der Karstquellen, deren bevorzugte Austrittszonen durch das Ausstreichen der Stauhorizonte an der Basis der Gebirgsmassive längs Talfurchen markiert werden. Das Verhältnis von Minimal- zu Maximalschüttung liegt nicht selten im Bereich von 1:10, in Extremfällen jedoch weitaus höher, ein Umstand, dem bei der Heranziehung von Karstquellen für die Wasserversorgung durch entsprechende Vorsorge für ausreichendes Speichervolumen Rechnung zu tragen ist.

Bei den erwähnten großen Fließgeschwindigkeiten der Karstwässer kann nicht, wie bei Porengrundwässern, die Verweildauer im Untergrund zur Abgrenzung von Schutzgebieten als bestimmende Größe herangezogen werden. Es muß vielmehr das hydrogeologische Einzugsgebiet bestimmt und als Ganzes unter Schutz gestellt werden.

So ist das gesamte Hochschwabmassiv Schutzgebiet für das reiche Karstwasservorkommen dieses Gebirgsstockes, u. zwar sowohl im Hinblick auf seine Nutzung für die Wasserversorgung von Wien als auch für Teile der Steiermark.

Die Wässer großer Karstquellen (Brunngraben-, Höllbach-, Kläffer-, Siebensee-, Schreier- und Seisensteinquelle) am Nordfuß des Hochschwabmassivs werden seit 1910 durch die II. Wiener Hochquellenleitung, ein 220 km langes, teils in offener, teils in geschlossener Bauweise errichtetes Stollenbauwerk, mit freiem Wasserspiegel gravitativ nach Wien geleitet. Die

größte dieser Quellen, die Kläfferquelle, erreicht eine Maximalschüttung von etwa 10.000 l/sec, wovon jedoch höchstens rd. 1000 l/sec für die Wiener Wasserversorgung abgeleitet werden dürfen. Das Einzugsgebiet der Kläfferquelle wie auch der anderen Karstquellen des Hochschwabmassivs besteht überwiegend aus Dolomiten und Kalken der Mitteltrias, deren Unterlage vom Stauhorizont der Werfener Schichten gebildet wird.

Ähnlichen Aufbau zeigt das Rax-Schneebergmassiv, in welchem die Quellen der I. Wiener Hochquellenleitung liegen (Kaiserbrunn-, Höllental-, Wasseralm-, Reistal-, Fuchspaß- und Stixensteinquelle), die seit 1873 der Wasserversorgung der Bundeshauptstadt dienen. Die größte Quelle in diesem Gebiet ist die Kaiserbrunnquelle mit einer Maximalschüttung von über 2000 l/sec.

Durch sorgfältigen Schutz der Karstwasservorkommen wird deren hervorragende Qualität für Versorgungszwecke garantiert. Die Wässer der I. und II. Wiener Hochquellenleitung sind schwach alkalisch (pH-Werte zwischen 7,4 und 7,6), weich (5,7 bis 9,9 dH°) und besitzen günstige Ausgangstemperaturen (4,5 bis 8,2° C).

Weitere große Städte Österreichs, deren Wasserversorgung an das Gebiet der nördlichen Kalkalpen geknüpft ist, sind die Landeshauptstädte Salzburg und Innsbruck.

Ein wesentlicher Teil des Wasserbedarfes der Stadt Salzburg wird aus der Fürstenbrunnquelle gedeckt. Sie entspringt am Nordfuß des Untersberges, ihr Einzugsgebiet umfaßt etwa zwei Drittel des aus Kalken und Dolomiten der Mittel- und Obertrias bestehenden Karstmassivs. Ihre Schüttung beträgt etwa 500 l/sec im Maximum. Auch die aus dem Grundwasserwerk Glanegg am Fuße des Untersberges für die Versorgung der Festspielstadt gewonnenen Wässer entstammen dem verkarsteten Gebirgsmassiv, aus dem sie in die Schuttkörper der Gebirgsflanke und in die quartäre Füllung des Salzburger Beckens übertreten, ehe sie aus Schacht- und neuerdings aus Horizontalfilterbrunnen gehoben werden.

Eine Reihe von Karstquellen bzw. Karst-Folgequellen am Südfuß der nördlichen Kalkalpen bilden einen wesentlichen Teil für die Wasserversorgung von Innsbruck. Ihre Ergiebigkeit wird mit 70 bis 80 l/sec, ihre Härte mit 12 bis 15 dH°, ihre Temperatur mit 5 bis 9° C angegeben (A. THURNER, 1968). Neben den genannten, in großem Maße für Versorgungszwecke herangezogenen Karstquellen treten große Karstwasservorkommen mit ähnlichen Entstehungsbedingungen im gesamten Bereich der nördlichen Kalkalpen, von Vorarlberg bis zum Alpenostrand, auf. Insbesondere die hochalpinen Karbonatgesteinsmassive, z. B. Dachstein und Totes Gebirge, wurden in jüngerer und jüngster Vergangenheit karsthydrologisch eingehend untersucht (F. BAUER, 1969; J. ZÖTL, 1958, 1974).

Die auf Arosazone und Raibler Schichten liegenden Hauptdolomitschüsseln des Rätikon in Vorarlberg bieten bisher ungenützte, z. T. bewirtschaftbare Trinkwassermengen mit Minimalkapazitäten von je über 500 und 1000 l/s an.

Besonderen Einblick in die hydrogeologischen Verhältnisse von Karstgebieten der nördlichen Kalkalpen gewährten in jüngster Zeit auch Stollenbauten im Zusammenhang mit der Erweiterung der Wiener Wasserversorgung durch Einbeziehung der am Südwestfuß der Schneealpe entspringenden Sieben Quellen (Steiermark) in das System der I. Wiener Hochquellenleitung (F. BAUER, 1969; T. E. GATTINGER, 1973).

Zukünftige Tunnel- und Stollenbauten, wie z. B. die Durchörterung eines Teiles der nördlichen Kalkalpen im Zuge des Baues der Pyhrnautobahn oder die Verbindung der Pfannbauernquelle bei Gußwerk südlich Mariazell mit dem Schneealpenstollen lassen weitere wertvolle Aufschlüsse und Erkenntnisse erwarten.

5.2.2.5. Die Grauwackenzone

Zwischen den nördlichen Kalkalpen und den Kristallin- und Schieferzonen der Zentralalpen liegt die Grauwackenzone, die aus paläozoischen Grauwacken, Phylliten, Grünschiefern, Ton- und Kieselschiefern, Porphyroiden sowie aus Zügen und Schollen von Kalken und Dolomiten aufgebaut ist. Entsprechend dem vielfältigen Gesteinsbestand bestehen innerhalb der Grauwakkenzone lokal beträchtliche Unterschiede in den hydrogeologischen Verhältnissen. So finden sich etwa ergiebige Karstquellen im Anschluß an größere Kalk-Dolomit-Schollen, z. B. in der Raxen nördlich von Mürzzuschlag, während in den Schiefergebieten infolge der ungünstigen Durchlässigkeitsverhältnisse bei gleicher Niederschlagssituation (1500 bis 2500 mm/Jahr) die Grundwasserbildung zugunsten des Oberflächenabflusses stark zurücktritt, da die Wasserwegsamkeiten auf Schieferungsfugen und Klüfte beschränkt sind. Ausnahmen bilden Gebiete starker tektonischer Gesteinszerrüttung. Ein Beispiel dafür bietet der Silberbergbau Röhrerbühel bei Kitzbühel, der im 16. Jahrhundert in 800 m Tiefe umging und wegen gewaltigen Wasserandranges aufgegeben werden mußte. Auch besondere Lagerungsverhältnisse der Gesteine, wie Mulden- oder Schrägstaffel-Strukturen, können die Grundwasserbildung in den Schiefergesteinen der Grauwackenzone ausnahmsweise stark begünstigen.

Im allgemeinen ist die Grundwasserführung jedoch bescheiden, Quellen treten zwar zahlreich auf, sind jedoch generell von geringer Ergiebigkeit. Sie werden für Hausanlagen und kleinere Ortsversorgungen genützt, während zur Versorgung größerer Orte Grundwässer aus Talfüllungen mit herangezogen werden müssen.

Die Wässer der Grauwackenzone sind überwiegend schwach sauer (pH-Werte um 6) und sehr weich (1 bis 6 dH°). Lediglich jene, deren Einzugsgebiet von größeren Zügen und Schollen von Karbonatgesteinen gebildet wird, zeigen Ähnlichkeiten mit kalkalpinen Wässern (intermediär bis schwach alkalisch und mittlere Härte).

5.2.2.6. Die Zentralzone

In der Zentralzone der Ostalpen liegen die durchschnittlichen Niederschlagswerte zwischen 1000 und 2000 mm/Jahr, in den Hochgebirgsregionen der Hohen Tauern, der Ötztaler Apen und der Silvretta erreichen sie 2500 bis 3000 mm.

Große Teile der Zentralalpen, die aus Phylliten, Glimmerschiefern und Paragneisen aufgebaut sind, zeigen ähnliche hydrogeologische Verhältnisse wie die Schiefergebiete der Grauwackenzone, nämlich geringe Infiltration und hohe Oberflächen-Abflußwerte. Im allgemeinen ist die Grundwasserbildung bescheiden und beschränkt sich auf Schicht- und Schieferungsfugen und auf Klüfte der an und für sich undurchlässigen Gesteine. Ausnahmen bilden auch hier tektonische Zerrüttungszonen, Auflockerungszonen von Bergsturzmassen oder grundwassersammelnde Mulden- und Schrägstaffelstrukturen, die zu reichlicher Grundwasserbildung führen und sich durch gebietsweise Häufung oft ergiebiger Quellen auszeichnen können. Beispiele hiefür sind das Ortho- und Paragneisgebiet der Silvretta (über 20 Quellen mit Schüttungen >20 l/sec), das Schiefer- und Gneisgebiet zwischen der Mur bei Ramingstein und der Turracher Höhe (über 60 Quellen mit mehr als je 2,5 l/sec Schüttung) und das Quellgebiet der Schwarzen Sulm im Kristallingebiet an der Ostflanke der Koralpe (8 Quellen mit Schüttungen über 2,5 l/sec).

Eigene Erwähnung verdient der Umstand, daß sich in tiefgreifenden Kluftsystemen von Kristallingesteinen, insbesondere von massigen Graniten und Granitgneisen, isolierte Kluftwässer mit Drücken von 30 atü und mehr sammeln können, deren Ausbrechen beim Bau von Stollen und Tunneln zu Katastrophen oder zumindest zu erheblichen Schwierigkeiten führen kann.

Besondere hydrogeologische Verhältnisse, die Ähnlichkeiten mit jenen der Kalkalpen zeigen, finden sich in Gebieten, die von Karbonatgesteinen des zentralalpinen Mesozoikums und des Paläozoikums beherrscht werden. Sie zeigen Verkarstungserscheinungen wie Dolinenbildung, Lösungshohlräume und -gänge, Schwinden und Schlucklöcher sowie Karstquellen, wie sie auch für Karstgebiete der Kalkalpen charakteristisch sind. Quellen dieser Art treten reihenweise am Nordrand des Radstätter Mesozoikums zwischen Lend im Salzachtal und Altenmarkt im Pongau auf, wobei die größte südlich Schwarzach gelegene eine Schüttung zwischen 10 und 50 l/sec aufweist, weiters am Nordrand des Semmering-Mesozoikums bei Schottwien (über 50 l/sec) und am Nordrand des zentralalpinen Mesozoikums der Buckligen Welt südwestlich von Pitten (ebenfalls über 50 l/sec).

Von den Karstgebieten paläozoischer Karbonatgesteine ist besonders das Grazer Paläozoikum mit den großen Karstquellen von Schmelzbach und Hammerbach bei Peggau (160 l/sec, u. a. gespeist vom Lurbach, der bei Semriach in eine Schwinde fließt), und mit der Andritz-Ursprungquelle (50 bis 200 l/sec, nördlich Graz) zu erwähnen. Karstwässer aus dem Grazer Paläozoikum treten unterirdisch westlich von Graz in das Köflacher Tertiär im Bereich des Kohlebergbaues und in die quartäre Talfüllung über (V. Maurin, 1952, 1958; J. Zötl, 1959; A. Thurner, 1968).

Die aus den Karbonatgesteinen der Zentralalpen stammenden Wässer unterscheiden sich von den Kristallinwässern deutlich durch Alkalinität und höhere Härtewerte (um 10 dH° gegenüber 2 bis 5 dH° der Kristallinwässer).

Für die Wasserversorgung werden im zentralalpinen Raum sowohl Quellwässer als auch Grundwässer herangezogen, wobei neben den hydrogeologischen Gegebenheiten die Wirtschaftlichkeit ein wesentliches Kriterium bildet. So wird z. B. Bad Gastein zu 100% mit Quellwasser (pH-Wert 6,9–7,0, Gesamthärte 1,1–3,1 dH°) versorgt, das nur zum geringsten Teil gepumpt werden muß, während Judenburg zu je rund 50% sowohl Quellwasser als auch Grundwasser, welches mittels Pumpen gehoben wird, nutzt. Hingegen wird beispielsweise Köflach zu 100% aus Grundwasser (pH-Wert 6,4–7,6, Gesamthärte 5,6–7,6) versorgt, das zur Gänze gepumpt werden muß.

5.2.2.7. Das südliche Kalkgebirge

Südlich der Zentralzone bauen Gesteinsserien der Trias, die im großen und ganzen jenen der Nördlichen Kalkalpen entsprechen, die Gebirgs-

züge der Gailtaler Alpen und der Karawanken auf. Auch hier finden sich die für die mächtigen Schichtfolgen von Karbonatgesteinen der Mittel- und Obertrias bekannten Karsterscheinungen. Überdies nimmt jedoch neben Äquivalenten der permotriadischen Werfener Schichten die paläozoische Unterlage, insbesondere in den Karnischen Alpen, in schiefriger und kalkiger Ausbildung breiteren Raum ein.

In Zonen des lokalen Wechsels von durchlässigen Kalken und Dolomiten mit den Stauhorizonten der Schieferserien treten häufig mittlere und große Quellen auf, so am Nordfuß der Gailtaler Alpen zwischen Lienz und Villach, am Nordfuß der Karnischen Alpen, insbesondere zwischen Kötschach/Mauthen und Latschach südöstlich Villach, und am Nordfuß der Karawanken zwischen Feistritz im Rosental und Petzen südlich Bleiburg.

Bisweilen durchlaufen Karstwässer Tiefenzonen, in denen sie erwärmt werden, um schließlich als Thermalquellen wieder zutage zu treten, wie z. B. in Warmbad Villach am Ostfuß der Villacher Alpe und in Bleiberg-Kreuth westlich des Dobratsch.

5.2.2.8. Die inneralpinen Tal- und Beckengebiete und das Wiener Becken

Durch tektonische Anlage vorgezeichnet und teilweise mit klastischen Sedimenten des Tertiärs und vor allem des Quartärs gefüllt, spielen Tal- und Beckengebiete mit ihren Grundwasservorkommen innerhalb der Alpen eine bedeutende Rolle für die Wasserwirtschaft.

Allerdings erfüllen die hydrogeologischen Verhältnisse nicht immer die Erwartungen auf reiche Grundwasserführung, vor allem dort, wo Tal- und Beckenfüllungen aus feinkörnigen Ablagerungen mit geringen Durchlässigkeiten überwiegen, wie dies z. B. im *Vorarlberger Rheintal* der Fall ist. Die mehrere hundert Meter mächtigen Quartärablagerungen bestehen zu einem großen Teil aus tonigen Ablagerungen mit Einschaltungen von Torfhorizonten. Die Grundwässer sind sehr hart und eisenhältig und daher für Versorgungszwecke weitgehend ungeeignet, abgesehen von den unmittelbaren Begleitgrundwässern des Flusses. Günstigere Verhältnisse bieten die Seitentäler der Bregenzer und der Dornbirner Ache und insbesondere der Ill (Walgau), die über ausreichend grobkörnige Talfüllungen mit entsprechender Grundwasserführung verfügen – wie auch ihre Schotterfächer innerhalb der Rheinebene.

Reiche Grundwasserführung besitzt auch das *Inntal,* dessen Sand-Schotterfüllung mit einer Bohrung bei Rum bis 200 m Tiefe nachgewiesen wurde, das Grundgebirge jedoch nicht erreicht hat, während bei Wörgl der Felsuntergrund in 98 und 42 m Tiefe erbohrt wurde.

Ein ausgedehnter Grundwasserstrom mit seichter Spiegellage, über dessen Mächtigkeit jedoch keine Angaben vorliegen, ist im *Salzachtal* zwischen Krimml und der Taxenbacher Enge vorhanden.

Das *Salzburger Becken* enthält über 300 m mächtige Quartärablagerungen, die jedoch zum Teil aus Stauseesedimenten bestehen und daher vorwiegend im hangenden Schotter-Sand-Paket reichlich Grundwasser führen. Die Mächtigkeit der quartären Beckenfüllung nimmt nach Norden ab. Sie wurde in Bohrungen an der Innsbrucker Bundesstraße mit 230 m, Stanhofen 176,5 m und Koglhof 169 m festgestellt.

Das *Wiener Becken* nördlich der Donau besitzt quartäre Schotter- und Sandablagerungen von relativ geringer Mächtigkeit bis maximal 15 m, deren Grundwässer jedoch für die lokale Versorgung von großer Bedeutung sind. Sie dienen u. a. auch der Feldberegnung, insbesondere im Marchfeld. Der linksufrige Begleitgrundwasserstrom der Donau trägt, neben den Hochquellen des Rax-Schneeberg- und Hochschwabgebietes, durch das Grundwasserwerk Lobau zur Versorgung der Bundeshauptstadt bei. Von besonderer wasserwirtschaftlicher Bedeutung ist das *Südliche Wiener Becken.* Es enthält in seinem zentralen Teil zwischen Wiener Neustadt und Mitterndorf eine quartäre, als Mitterndorfer Senke bezeichnete grabenartige Rinne, deren Schotter-Sand-Füllung, allerdings mit Lehmeinschaltungen, eine Mächtigkeit von 150 m erreicht und die aus dem Bereich des Neunkirchner und des Wöllersdorfer Schotterkegels mit Grundwasser gespeist wird, das sich mit 7 bis 15 m/Tag nordostwärts bewegt und durch eine Tertiärschwelle im Bereich von Himberg-Rauchenwarth zum allmählichen Austritt an die Oberfläche gedrängt wird (Fischa-Dagnitz-Quelle, Jesuitenbachquellen, Paul-Helfers-Quelle, Grundwasseraustritte am Fischa-Ufer nördlich Mitterndorf). Das Grundwasservorkommen der Mitterndorfer Senke wird für die Versorgung niederösterreichischer Gemeinden im Süden von Wien und in naher Zukunft auch für die Bundeshauptstadt genützt: III. Wiener Wasserleitung (H. Küpper, 1968; T. E. Gattinger & H. Küpper, 1964; G. H. Davis, et al., 1967).

Im *Becken des Neusiedlersees* sind seit einigen Jahren intensive hydrogeologische Arbeiten im Gange, durch die u. a. mit Hilfe von Infrarot-Luftbildern die Einspeisungsverhältnisse von Grundwasser zum See aus den Einzugsgebieten des Wulkabeckens, des Ruster Höhenzuges und

Verteilung der Grundwasserführung in Österreich

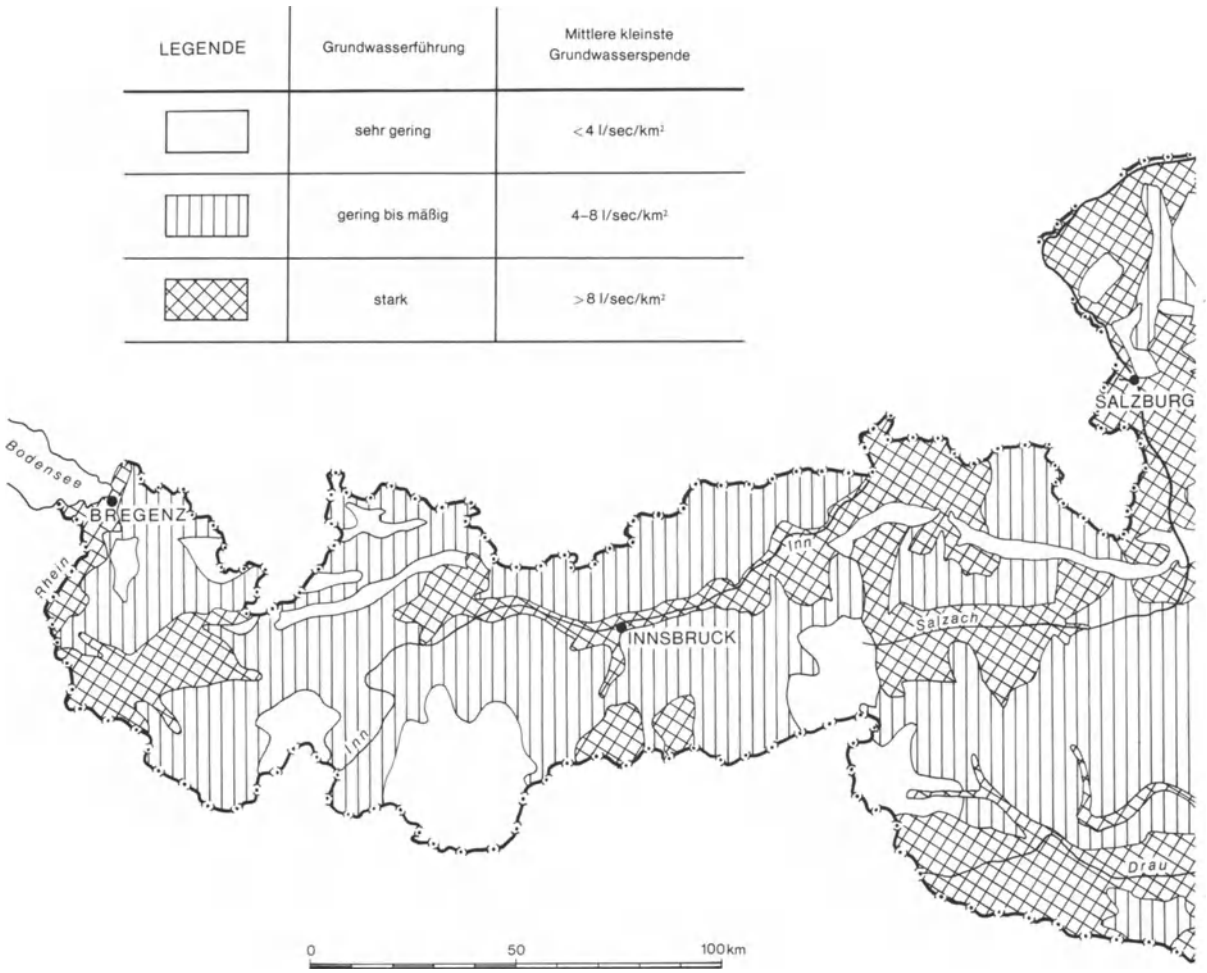
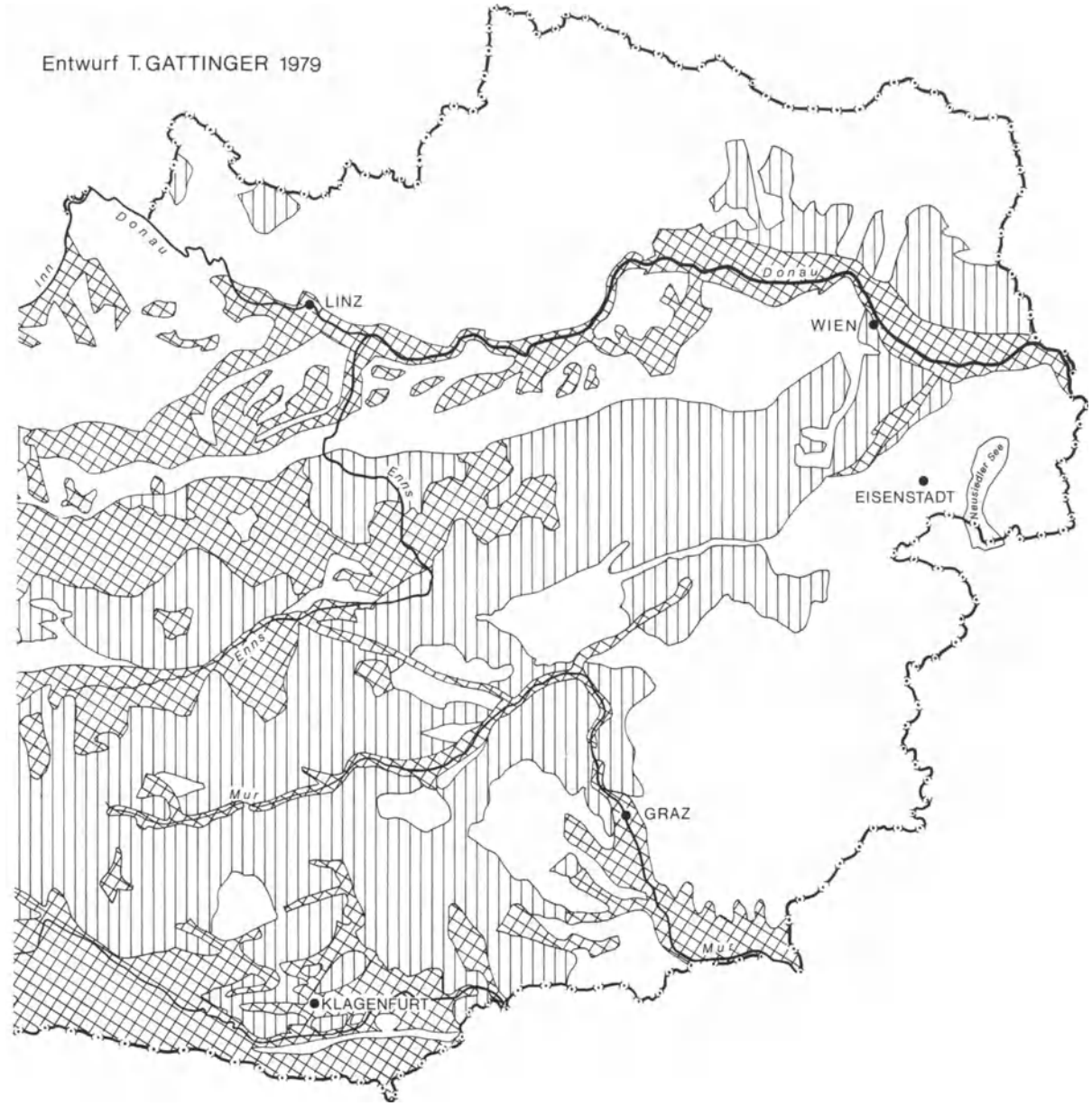


Abb. 160. Verteilung der Grundwasserführung in Österreich

des Leithagebirges sowie des Seewinkels untersucht wurden (T. E. GATTINGER, 1975). Im Raume Neusiedl – Gols sind zahlreiche artesische Brunnen zu erwähnen, deren Einzugsgebiet in der westlichen Parndorfer Platte liegt.

Im Tertiär des *oststeirisch-südburgenländischen Beckens* treten ebenfalls artesische Grundwässer, z. T. in mehreren Horizonten in Tiefen bis über 200 m auf, die im allgemeinen von geringer Ergiebigkeit sind, vereinzelt aber Schüttungen bis 15 l/sec (Feldbach) aufweisen. Die Quartärfüllungen der Flüsse in diesem Gebiet zeigen großen Anteil von Feinsedimenten und damit nur begrenzte Grundwasserführung. Die Grundwässer im oststeirisch-südburgenländischen Becken sind z. T. durch hohen Eisengehalt für Versorgungszwecke unbrauchbar.

Das *Grazer-, Leibnitzer-* und das *Murfeld* besitzen einen Grundwasserstrom, der etwa der Mur von Nord nach Süd bzw. Südost folgt. Die Mächtigkeit der quartären Talfüllung nimmt in gleicher Richtung von ca. 20 m auf ca. 5 m ab, wodurch im Murfeld gegen Radkersburg ein beträchtlicher Teil des Grundwasserstromes über



tertiären Sohlschichten zum Austritt in die Mur gezwungen wird. Die Wasserversorgung von Graz erfolgt aus dem Grundwasser des Grazer Feldes nördlich (Grundwasserwerk Andritz) und südlich (Grundwasserwerk Feldkirchen) der Landeshauptstadt. Der pH-Wert des Wassers beträgt 7,6 bzw. 7,3, die Gesamthärte 14,0 bzw. 19,0 dH°.

Das Grundwassergebiet des *Aichfeldes* zwischen Judenburg und Knittelfeld erhält zusätzlich zum Begleitgrundwasser der Mur und zur direkten Infiltration Zuflüsse von der Pöls und von den anschließenden Talflanken. Der gesamte Grundwasserdurchfluß liegt in der Größenordnung von 1 m³/sec. Da nur ein Bruchteil zur Wasserversorgung dieses Gebietes herangezogen wird, stellt das Aichfeld ein nennenswertes Grundwasser-Hoffnungsgebiet dar, wobei allerdings das Grundwasserdargebot naturgemäß nur in dem Maße genützt werden darf, als dadurch kein irreversibler Eingriff in das Grundwasserregime erfolgt.

Das *Mürztal* ist zwischen Mürzzuschlag und Wartberg sowie westlich der Wartberger Enge

bis Kapfenberg und bei Bruck an der Mur mit grundwasserführenden Schottern und Sanden erfüllt, deren Mächtigkeit bis zu 20 m beträgt. Die Grundwässer, deren Oberfläche 2 bis 6 m unter Terrain liegt, werden in diesen Abschnitten des Mürztales z. T. genützt, so z. B. für die Versorgung von Kapfenberg (pH-Wert 7,1 bis 7,2; Gesamthärte 17,1 bis 18,3 dH°).

Das *Ennstal* enthält zwischen Schladming und dem Gesäuseeingang bei Admont Quartärablagerungen, deren Mächtigkeit durch Bohrungen bei Irdning mit 114 m, bei Wörschach mit 195 m festgestellt wurde, wobei Schotter und Sande mit Seetonablagerungen wechseln. Insbesondere ab Wörschach sind den wasserführenden Schottern und Sanden undurchlässige Tone und Schluffe zwischengeschaltet, wodurch es zur Ausbildung von Grundwasserstockwerken mit gespannten Grundwässern kommt, deren Druckhöhen bei Wörschach um 1 bis 2 m, bei Liezen um 10 m, bei Frauenberg 14 m über Gelände liegen.

Das *Klagenfurter Becken* ist von Quartärablagerungen erfüllt, deren Mächtigkeit 200 m übersteigt, wie in einer Bohrung östlich des Wörthersees nachgewiesen wurde. Neben Schottern und Sanden liegen tonige Moränen- und Stauseesedimente vor. Im Bereich der tertiären Konglomerate der Sattnitz südlich Klagenfurt ziehen Wässer ein, die teilweise in karströhrenartigen Hohlräumen abfließen und in Großquellen am Rand des Höhenzuges zum Austritt gelangen. Die Stadt Klagenfurt wird zu etwa 10% mit Wasser aus einem dieser Quellvorkommen, das bei Strachwitz liegt, versorgt. Die übrigen 90% des Wasserbedarfes der Kärntner Landeshauptstadt werden aus dem Quartärgrundwasser im Norden (Glantal) und im Süden (südlich des Wörthersee-Abflusses) gedeckt.

Bei Villach vereinigen sich das Drautal und das Gailtal zum *Villacher Becken.* Über die Mächtigkeit der Quartärfüllung dieses Beckens liegen keine Angaben vor, doch beträgt die Mächtigkeit des obersten Grundwasserstockwerkes etwa 30 m. Aus ihm wird die Stadt Villach zu etwa 40% mit Wasser versorgt, während 60% aus Quellen bezogen werden.

5.2.3. Mineral- und Thermalwässer

Die „Übersichtskarte der Mineral- und Heilquellen Österreichs" weist über 200 Quellvorkommen aus, deren Wässer sich durch mindestens 1000 mg gelöste Stoffe je kg Wasser als Mineralwässer oder durch konstante Temperaturen über 20° C als Thermalwässer von den einfachen Grundwässern unterscheiden.

Da es nicht möglich ist, im Rahmen dieser Zusammenfassung auf Einzelheiten einzugehen, seien einige grundsätzliche Feststellungen getroffen und Besonderheiten erwähnt.

Die Mineralisation von Grundwässern erfolgt durch deren Lösungsvermögen aus den durchlaufenen Gesteinen, soferne es sich um vadose Wässer handelt, die aus dem Niederschlag stammen und durch Infiltration in den Untergrund gelangen. Für juvenile Wässer, die im Erdinneren bei der Differentiation von Magmen entstehen, trifft dies nur insoweit zu, als sie mit ihren Mineralstoffen nicht bereits primär, d. h. aus dem Magma befrachtet sind. Allerdings ist mit juvenilen Wässern im ostalpinen Raum nur selten, am ehesten noch in den durch tertiären Vulkanismus gekennzeichneten Gebieten der Oststeiermark und des Burgenlandes zu rechnen. Im allgemeinen ist bei Berichten über juvenile Wässer im Ostalpenraum Skepsis am Platz.

Vadose Wässer werden nicht selten auf komplizierten Wegen und durch lange Verweildauer im Untergrund zu Mineralwässern. Als Beispiel seien die Heilquellen von Baden angeführt, deren Wässer nach Untersuchungen mit modernen Methoden sich als 3-Komponentensystem erwiesen haben, wobei Wässer, welche mehrere tausend Jahre in der Tiefe verweilen, sich mit Wässern mischen, die einige Jahre im Untergrund verblieben sind, zu denen als dritte Komponente noch Wässer mit einer Laufzeit von wenigen Monaten im Untergrund hinzutreten.

Thermalwässer bringen ihre erhöhte Temperatur zumeist aus der Tiefe, welche der jeweiligen geothermischen Tiefenstufe entspricht, an die Oberfläche. Allerdings treten auch hier zuweilen Merkwürdigkeiten auf, die weitergehende geologische Schlußfolgerungen notwendig machen. So besitzt das Thermalwasser der Schwefelquelle von Bad Schallerbach eine Temperatur von 36,25° C, obwohl es in einer Tiefe von nur 461 m erbohrt wurde, woraus bei normaler geothermischer Tiefenstufe, wie sie in diesem Gebiet tatsächlich besteht, der Schluß zu ziehen ist, daß das Wasser aus einem wesentlich tiefer reichenden Kluftsystem bis zum Ende der Bohrung und in dieser weiter bis zur Oberfläche aufsteigt.

Außer geothermischer Erwärmung können auch aufsteigende Gase, Radioaktivität und chemische Vorgänge, wie z. B. Oxidation, zur Aufheizung von Wässern im Untergrund führen.

Neben den bekannten Vorkommen von Mineral- und Thermalwässern seien noch kurz jene erwähnt, die im Zusammenhang mit der Aufsuchung von Erdöl und Erdgas erschlossen wurden und werden, wobei manches, so z. B. das oben angeführte Vorkommen von Bad Schallerbach, in der Folge zum weithin berühmten Heilwasser wurde. In jüngster Zeit haben Thermalwässer, die durch Bohrungen der Erdölindustrie erschlossen wurden, auch im Zusammenhang mit dem Problemkreis der geothermischen Energiegewinnung eigene Bedeutung erlangt (s. Kapitel 5.1.8.).

Um eingehendere Information über Mineral- und Thermalwässer zu erleichtern, sei abschließend auf G. DAVIES et al. (1967) und H. KÜPPER & I. WIESBÖCK (1966) verwiesen.

5.2.4. Grundwasser und Massenbewegungen

Bei den meisten Massenbewegungen, von relativ harmlosen Böschungsbrüchen bis zu gewaltigen Talzuschüben und verheerenden Felsstürzen, spielen hydrogeologische Gegebenheiten eine entscheidende Rolle.

Insbesondere der Wechsel von durchlässigen porigen oder klüftigen mit undurchlässigen, tonhaltigen Gesteinen bedingt erhöhte Tendenz zum Ausbrechen und Abfahren von Gesteinsmassen, wenn bestimmte Grenzwerte durch Wasseraufnahme in den kritischen Schichten überschritten werden, z. B. der dem jeweiligen Gleichgewichtszustand entsprechende Porenwasserdruck. Die damit verbundene Verminderung der Reibung und die durch Wasseraufnahme des überlagernden Materials bedingte Gewichtserhöhung bringen die gravitativen Bewegungen in Gang, die, je nach Materialeigenschaften der beteiligten Massen, ruckartig gleitend, brechend, stürzend oder auch plastisch kriechend oder fließend ablaufen können.

Massenbewegungen in den Kristallingesteinen der Böhmischen Masse besitzen wegen der geringen Reliefenergie durch geringe relative Höhenunterschiede zumeist geringes Ausmaß und gehen über Böschungsbrüche, gelegentlich auch Hangbrüche oder lokale Felsstürze kaum hinaus. Häufig bleiben diese Bewegungen auf die Verwitterungsschichte beschränkt oder vollziehen sich in Zonen, die durch tektonische Gesteinszerkleinerung (Mylonitisierung) vorgezeichnet sind. In beiden Fällen ist die Möglichkeit zur Wasseraufnahme durch erhöhten Anteil an Feinkorn gegeben.

Starke Tendenz zu Massenbewegungen zeigen schon die tonreichen Formationen der Molassezone und insbesondere der Flyschzone; in noch größerem Maße gilt das für die südlich anschließenden höheren Gebirge. Es vergeht wohl kein Jahr, in welchem nicht Ereignisse dieser Art stattfinden, die zumindest materiellen Schaden verursachen, wenn nicht gar Menschenleben fordern. Vor allem in Jahren überdurchschnittlich ergiebiger Niederschläge häufen sich Massenbewegungen im alpinen Raum, besonders dann, wenn diese Niederschläge mit der Zeit der Schneeschmelze zusammenfallen. Bei einem derartigen Überangebot an Infiltration werden viele Hänge und Bergflanken, die in trockenen oder durchschnittlich feuchten Jahren standfest geblieben sind, plötzlich instabil. Dies gilt auch für die Kalkalpen, in denen jene Gesteinsformationen, die wir als Wasserstauer kennengelernt haben, als bevorzugte Gleithorizonte wirken, und in besonderem Maße für die Schiefergesteine der Grauwackenzone und des Zentralalpenraumes. Als Beispiel mag das Jahr 1965 dienen, das im gesamten Ostalpenraum extreme Niederschläge brachte und in dem vom Mühlviertel und Waldviertel im Norden bis zu den Karnischen Alpen und Karawanken im Süden keine geologische Zone Österreichs von Massenbewegungen verschont geblieben ist.

Als Vorkehrungen gegen diese volkswirtschaftlich kostspieligen Ereignisse dienen Maßnahmen, die auf den Entzug und die Ableitung von überschüssigem Wasser aus den kritischen gleitfähigen Gesteinszonen abzielen, die selbst dort zumindest Besserung, wenn nicht Abhilfe bringen, wo außer dem Überangebot von unterirdischem Wasser auch andere Kräfte auf die Ortsveränderung von Gesteinsmassen hinwirken, wie vor allem aktuelle tektonische Spannungen und Bewegungen.

Bei allem Bemühen, Massenbewegungen durch technische Vorkehrungen hintanzuhalten, sollte nicht übersehen werden, daß solche Erscheinungen mitunter in Größenordnungen auftreten, die jeden Versuch der Beeinflussungen durch den Menschen von vornherein lächerlich erscheinen lassen müssen. In solchen Fällen wären wir gut beraten, durch entsprechende Raumordnungsmaßnahmen von vornherein zu verhindern, daß bei Eintreten der Katastrophe materieller Schaden oder gar Verluste an Menschenleben zu beklagen sind.

Literatur: ANDERLE N. 1969; BAUER F. 1969; BRANDECKER H. 1974; DAVIS G. H., GATTINGER T. E. et al. 1967; GATTINGER T. E. 1973, 1975; GATTINGER T. E. & KÜPPER H. 1965; KÜPPER H. 1965; KÜPPER H. & WIESBÖCK I. 1966; LOACKER H. 1971; MAURIN V. 1952, 1958; OBERHAUSER R. 1970a, 1973a; SCHUCH M. 1973; THURNER A. 1967; VOHRYZKA K. 1973; ZÖTL J. 1958, 1974.

6. Anhang

6.1. Die Geologische Dokumentation

6.1.1. Institutionen, Museen und Sammlungen

Von RUDOLF SIEBER

6.1.1.1. Universitätsinstitute für Geowissenschaften und Geotechnik

Außer der Lehre und Forschung werden in ihnen meist auch Zusammenstellungen fachlicher und betrieblicher Art, wie Karteien, Kataloge, Statistiken u. a. geführt. Weiters befinden sich hier wissenschaftliche Sammlungen und Lehrsammlungen, in welchen die geologischen Verhältnisse Österreichs unter besonderer Berücksichtigung dokumentarischer Aspekte aufgestellt sind. Sie sind vorwiegend für Fachkundige bestimmt und diesen zugänglich. Im einzelnen sollen folgende genannt werden:

Universität Graz

Institut für Geologie und Paläontologie.
Institut für Meteorologie und Geophysik.
Institut für Mineralogie und Petrographie.

Technische Universität Graz

Institut für Allgemeine Geodäsie und Photogrammetrie.
Institut für Baugeologie.
Institut für Bodenmechanik, Felsmechanik und Grundbau.
Institut für Hydromechanik, Hydraulik und Hydrologie.
Institut für Siedlungs- und Industriewasserwirtschaft, Grundwasserhydraulik, Schutz- und Landwirtschaftlicher Wasserbau.
Institut für Wasserwirtschaft und Konstruktiven Wasserbau.

Universität Innsbruck

Geographisches Institut und Institut für Alpengeographie.
Institut für Bodenmechanik, Felsmechanik und Grundbau.
Institut für Geologie und Paläontologie.
Institut für Meteorologie und Geophysik.
Institut für Mineralogie und Petrographie.

Universität für Bildungswissenschaften in Klagenfurt

Institut für Geographie.

Universität Salzburg

Geographisches Institut.
Institut für Geowissenschaften (hervorgegangen aus den Instituten für Geologie und Paläontologie, Mineralogie und Petrographie).

Universität Wien

Institut für Geographie.
Institut für Geologie.
Institut für Meteorologie und Geophysik.
Institut für Mineralogie und Kristallographie.
Institut für Paläontologie.
Institut für Petrologie (früher: Mineralogisch-Petrographisches Institut).

Technische Universität Wien

Institut für Geologie.
Institut für Geophysik.
Institut für Grundbau und Bodenmechanik.
Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft.
Institut für Mineralogie, Kristallographie und Strukturchemie.

Universität für Bodenkultur in Wien

Institut für Bodenforschung und Baugeologie.
Institut für Geotechnik und Verkehrsbau.
Institut für Wasserwirtschaft.
Institut für Wildbach- und Lawinenverbauung.

Montanuniversität Leoben

Institut für Aufbereitung und Veredlung.
Institut für Bergbaukunde.
Institut für Erdölgeologie und Angewandte Geophysik.
Institut für Geologie und Lagerstättenlehre.
Institut für Gesteinshüttenkunde und Feuerfeste Baustoffe.
Institut für Lagerstättenphysik und -technik.
Institut für Markscheide- und Bergschadenkunde.
Institut für Mineralogie und Gesteinskunde.
Institut für Prospektion, Lagerstättenerschließung und Mineralwirtschaft.

6.1.1.2. Bundesstaatliche Geowissenschaftliche Institutionen

Geologische Bundesanstalt, Wien:

Geologischer Staatsdienst, gegründet 1849. (Bis 1918 Geologische Reichsanstalt, 1919–1921 Geologische Staatsanstalt, 1939–1944 Reichsstelle für Bodenforschung – Zweigstelle Wien). Zentrales geowissenschaftliches Institut für Forschung und Praxis. Geologische Landesaufnahmen, Mineralrohstofforschung, Hydrogeologie, Ingenieurgeologie und Umweltgeologie. Umfangreiche stratigraphische und paläontologische Typensammlung. Sammlung von Mineralien und Erzproben. Geowissenschaftliche Fachbibliothek und Archive. Laboratorien.

Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, Wien:

Geotechnisches Institut (früher Grundlageninstitut)

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien:

Wetter- und Erdbebenbeobachtungen.

Hydrographisches Zentralbüro, Wien.

Landwirtschaftlich-chemische Bundesversuchsanstalt in Wien:

Bodenkartierung und Bodenwirtschaft.

Bundesanstalt für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt in Petzenkirchen.

Bundesanstalt für Wasserhaushalt von Karstgebieten in Wien

(früher: Speläologisches Institut, Hofburg, Wien).

Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien:

Hier bestehen folgende Kommissionen und Komitees:

Geophysikalische Kommission bei der Österreichischen Akademie der Wissenschaften
(Zusammengezogen mit Erdbebenkommission und Kommission für luftelektrische Untersuchungen)
Kommission für die Herausgabe eines Catalogus Fossilium Austriae
Kommission für Grundlagen der Mineralrohstofforschung
Kommission für Quartärforschung
Österreichisches Nationalkomitee für das Internationale Geologische Korrelationsprogramm (IGCP)
Österreichisches Nationalkomitee für das Internationale Geodynamische Projekt
Österreichisches Nationalkomitee für das Internationale Hydrologische Programm (IHP)
Stratigraphische Kommission
Subkommission für Gletscherforschung

6.1.1.3. Geowissenschaftliche und geotechnische Forschungsinstitutionen verschiedener öffentlicher Körperschaften, der Bergbauunternehmen, der Industrie sowie anderer Stellen

Hier bestehen Laboratorien, Versuchsstellen und Sammlungen, u. a. von Bohrproben, Rohstoffen und Industrieprodukten; ferner sind meist auch verschiedene Datenzusammenstellungen vorhanden. Es seien u. a. folgende Stellen genannt:

Arbeitsgemeinschaft Rohstofforschung Leoben, dazu gehören: Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz; Geologische Bundesanstalt, Fachabteilung Operationelle Einrichtungen in Leoben; Montanuniversität und Verein für Angewandte Lagerstättenforschung, Leoben; Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
Austromineral: Österreichische Gesellschaft für Lagerstättenerschließung, Bergbau und Mineralwirtschaft GmbH, Wien.
Austroplan: Österreichische Planungsgesellschaft m. b. H., Wien.
Bleiberger Bergwerks-Union AG: Geologische Abteilung, Bleiberg, Kärnten.
Forschungszentrum Graz: Institut für Geothermie und Hydrogeologie.
Forschungsgesellschaft für Rohstofferkundung und -nutzung (FREN): Technisches Büro für Berg- und Hüttenwesen, Leoben.
Geozentrum Hüttenberg, Kärnten: Verein für naturwissenschaftliche Feldforschung, Hüttenberg-Knappenberg.
Österreichische Mineralöl-Aktiengesellschaft (ÖMV) Wien und NÖ: Ressort Geologie.
Österreichisches Moorforschungsinstitut, Wimsbach-Neidharting, OÖ.
Österreichische Salinen, Bad Ischl und Hallein.
Rohöl-Aufsuchungs-Gesellschaft m. b. H. (RAG), Wien und Wels.
Vereinigte Österreichische Eisen- und Stahlwerke – Alpine Montan Aktiengesellschaft, Hauptverwaltung Leoben: Geschäftsbereich Bergbau/Lagerstättenforschung.
Veitscher Magnesitwerke-Aktiengesellschaft, Wien und Leoben.

Ein ausführliches Verzeichnis von Mineralrohstofforschungs und -erschließungsfirmen wird jährlich im ÖSTERREICHISCHEN MONTANHANDBUCH publiziert. Daneben gibt es noch geowissenschaftliche und geotechnische Konsulentenfirmen. Die meisten der Kraftwerksgesellschaften sowie der Betriebe der Steine-Erden-Industrie führen Geotechnische Büros. Alle diese geowissenschaftlich und geotechnisch tätigen Firmen werden von der Geologischen Bundesanstalt in Evidenz gehalten.

Neben den Aktivitäten des Bundes befassen sich auch die Landesregierungen, vor allem im Rahmen der Raumplanung sowie des Straßen- und Wasserbaues und des Umweltschutzes etc., zunehmend mit geologischen Fragen.

6.1.1.4. Museen und Sammlungen

Hier befinden sich in mehr oder weniger umfangreichen Abteilungen Schausammlungen und Materialbestände, in welchen auch Stücke mit Original-, Seltenheits-, historischem und praktischem Wert aufbewahrt werden. Es sind bundesstaatliche und Landesmuseen sowie Heimatmuseen zu unterscheiden. Außerdem sei noch auf Schaubergwerke, Schauhöhlen, Naturlehrpfade, Naturdenkmäler und Steingärten (Lapidarien) hingewiesen.

6.1.1.4.1. Bundesstaatliche Museen

Wien

Naturhistorisches Museum (Geologisch-paläontologische Abteilung, Mineralogische Abteilung, staatliches Edelsteininstitut, Institut für Höhlenforschung).
Technisches Museum (Abteilung Bergbau).

6.1.1.4.2. Landesmuseen

Burgenland

Burgenländisches Landesmuseum in Eisenstadt (Abteilung für Geologie).

Kärnten

Landesmuseum für Kärnten in Klagenfurt (Geologie, Bergbau).

Niederösterreich

Niederösterreichisches Landesmuseum in Wien (Geologisch-paläontologische und prähistorische Sammlung).

Oberösterreich

Oberösterreichisches Landesmuseum in Linz (Abteilung für Geologie, Paläontologie und Mineralogie, Boden von Linz, Eiszeit).

Salzburg

Haus der Natur, Salzburg (Landesgeologie).

Steiermark

Steiermärkisches Landesmuseum Joanneum in Graz (Abteilung Geologie, Paläontologie und Bergbau).

Tirol

Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck (Geologische Sammlung im Zeughaus).

Vorarlberg

Vorarlberger Landesmuseum in Bregenz (Prähistorische Sammlung).
Vorarlberger Naturschau in Dornbirn (Geologie, Paläontologie).

6.1.1.4.3. Geowissenschaftliche Sammlungen in Museen der Gemeinden und in Heimatmuseen; Freilandmuseen etc.

Es handelt sich hier teils um Außenstellen von Landesmuseen, teils um Einrichtungen von Gemeinden, Vereinen und Körperschaften, wobei die jeweiligen geologischen, paläontologischen und prähistorischen Verhältnisse behandelt werden. Hinzuweisen ist noch, daß fast alle Stellen eigene Schriften herausgeben, die auch geowissenschaftliche Arbeiten teils mit informativem, teils mit populärem Inhalt bringen. Nachfolgend seien aus der Vielzahl einige Heimatmuseen mit Kurzangabe ihrer Teilgebiete verzeichnet.

Burgenland

Kastellmuseum Stegersbach (Landschaftsmuseum).
Naturmuseum Breitenbrunn (Höhle von Winden).

Niederösterreich

Bad Vöslau (Schloßmuseum).
Baden bei Wien (Rolletmuseum).
Bruck/Leitha (Heimatmuseum, Leithakalk).
Eggenburg (Krahuletzmuseum).
Gmünd (Glas- und Steinmetzmuseum mit Gesteinssammlung unseres Korrespondenten R. OSTADAL, Freilichtmuseum Blockheide).
Korneuburg (Stadtmuseum, Tertiär, Ernstbrunn).
Lunz (Museum Amonhaus: Kohle, Gedenkstätte für J. HABERFELNER).
Mistelbach (Heimatmuseum im Aufbau).
Mödling (Stadtmuseum: Geologie).

Purkersdorf (Wienerwald-Haus: Material G. GÖTZINGER).
Reichenau a. d. Rax (Bergbaumuseum).
Waidhofen/Ybbs (Heimatmuseum Eisenwurzen).

Kärnten

Döllach (Heimatmuseum, Goldbergbaumuseum).
Hüttenberg (Bergbaumuseum mit Mineraliensammlung).
Villach (Stadtmuseum und Relief von Kärnten).

Oberösterreich

Bad Ischl (Salzbergwerk).
Hallstatt (Heimatmuseum).
Kremsmünster (Naturwissenschaftliche Stiftssammlung).
Obertraun (Dachsteinrieseneishöhlen).
Pinsdorf bei Gmunden (Sammlung der Pinsdorfer Versteinerungen im Steinbruch der Zementwerke Hatschek).
Steyr (Eisenmuseum).
Wimsbach-Neidharting bei Lambach (Internationales Moormuseum).

Salzburg

Bad Gastein (Goldbergbau, Thermalwässer).
Bramberg (Bez. Zell am See, Heimatmuseum: Tauernmineralien- und -gesteine).
Hallein (Salzbergwerk).
Hollersbach (Bez. Zell am See, Heimatmuseum: Tauernmineralien).
Mittersill (Mineralienschau).
Rauris (Talmuseum: Sammlung TH. OHNESORGE).

Steiermark

Alt-Aussee (Salzbergwerk).
Bad-Aussee (Heimatmuseum „Ausseerland", speläologische Sammlung Salzofenhöhle).
Eisenerz (Bergmuseum und Erzberg).
Gleisdorf (geowissenschaftliche und prähistorische Dioramen).
Kapfenstein (Gedenkmuseum für den Geologen A. WINKLER-HERMADEN).
Oberzeiring (Silberschaubergwerk).
Trautenfels (Landschaftsmuseum: Grauwacke, Salz u. a.).

Tirol

Kitzbühel (Heimatmuseum, Prähistorischer Kupferbergbau).
Kufstein (Schloßmuseum, Sammlung der Tischoferhöhle im Kaisergebirge).
Lienz (Heimatmuseum Schloß Bruck: Gesteine und Fossilien der Lienzer Dolomiten).
Solbad Hall (Bergbaumuseum).
Trins (Sammlung KERNER-MARILAUN).

Vorarlberg

Mittelberg (Walsertalmuseum).

Wien

Bezirksmuseen (Hydrologie, Quartär, Paläontologie).

Ferner seien noch verschiedene Freilichtanlagen, wie Geologische Lehrpfade, Naturdenkmäler, Steingärten, u. a. genannt:

Geologische Lehrpfade: Götzis (Rheintal) und Bartholomäberg (Montafon) in Vorarlberg; Windischgarsten und Vorchdorf bei Sattledt (Steingärten), O.Ö.; Perchtoldsdorf, Tirolerhof, N.Ö. bei Wien (Naturdenkmal Acanthicussteinbruch); Hohe Wand (Hippuritenriff, Naturdenkmal) bei Grünbach, N.Ö.; Prottes, N.Ö. (Erdöllehrpfad); Guttaring, Kärnten (Naturdenkmal Nummulitenacker).

Weitere österreichische Sammlungen sowie genauere Angaben über Öffnungszeiten und Besuchsbedingungen können aus nachstehender Literatur entnommen werden.

Literatur: Bundesministerium f. Wiss. u. Forschung 1973; Handbuch d. Hist. Stätten Österreichs 1966, 1970; KLOSTER G. B. 1971; MILAN W. 1968, 1969; Geologist's Year Book 1977; Österreichisches Montanhandbuch.

6.1.2. Geowissenschaftliche und geotechnische Vereinigungen

Von RUDOLF SIEBER

Die nachstehenden Organisationen beschäftigen sich entweder ausschließlich oder teilweise mit geowissenschaftlichen und geotechnischen Fragen:

Bodenkundlicher Verein, Wien.
Erdkundeverein in Oberösterreich, Linz.
Gesellschaft der Bergbau- und Erdölstudenten der Montanuniversität in Leoben.
Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, Wien und Innsbruck.
Gesellschaft für Natur, Technik und Wirtschaft, Wien.
Ingenieur- und Architektenverein, Wien.

Montanhistorischer Verein Österreichs, Leoben.
Naturwissenschaftlich-medizinischer Verein, Innsbruck.
Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Klagenfurt.
Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark, Graz.
Oberösterreichischer Musealverein, Linz.
Österreichischer Alpenverein, Wien.
Österreichische Bodenkundliche Gesellschaft, Wien.
Österreichische Geographische Gesellschaft, Wien.
Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien (früher, vor 9. 4. 1975: Geologische Gesellschaft in Wien) mit den Arbeitsgruppen: Salzburg, Steiermark, Tirol/Vorarlberg; Ingenieurgeologie, Stratigraphie.
Österreichische Gesellschaft für Erdölwissenschaften, Wien.
Österreichische Gesellschaft zur Förderung von Landesforschung und Landesplanung, Klagenfurt.
Österreichische Gesellschaft für Geomechanik, Salzburg.
Österreichische Gesellschaft für Meteorologie, Wien.
Österreichische Gesellschaft für Weltraumforschung, Innsbruck.
Österreichische Mineralogische Gesellschaft, Wien.
Österreichische Paläontologische Gesellschaft, Wien.
Österreichischer Naturschutzbund, Wien.
Österreichische Vereinigung für das Gas- und Wasserfach, Wien.
Österreichischer Wasserwirtschaftsverband, Wien.
Österreichisches Nationalkomitee für Geologie, Wien.
Prähistorische Gesellschaft, Wien.
Sonnblick-Verein, Wien.
Bergmännischer Verband Österreichs, Leoben.
Technisch-wissenschaftlicher Verein „Eisenhütte Österreich" in Leoben.
Verband der Berg- und Hüttenschule Leoben: Fachgruppe Berg-, Hütten- und Erdöltechniker, Eisenerz.
Verband österreichischer Höhlenforscher, Wien.
Verein für Landeskunde in Niederösterreich, Wien.
Verein zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse, Wien.
Vereinigung für hydrogeologische Forschungen, Graz.
Vereinigung für hydrographische Forschung, Graz.
Vorarlberger Landesmuseumsverein, Bregenz.

Außer den oben angeführten Vereinigungen bestehen noch zahlreiche andere mit anderen Zielsetzungen, die aber durch Veranstaltungen, Ausstellungen oder auf andere Weise zum Teil auch geowissenschaftliche und geotechnische Fragen behandeln.

Als regelmäßige Veranstaltungen sind die Wandertagungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft und die Arbeitstagungen der Geologischen Bundesanstalt zu nennen, die jährlich (alternierend) in verschiedenen Gebieten durchgeführt werden. Ebenso führen ausländische (bzw. internationale) Vereinigungen Veranstaltungen in Österreich durch.

Auch bei Fachtagungen des In- und Auslandes sind die österreichischen Fach- und wissenschaftlichen Gesellschaften vertreten.

6.1.3. Verzeichnis österreichischer Periodika, die zumindest fallweise einen bestimmten Umfang Themen aus Geowissenschaften und Geotechnik widmen

Von Tillfried Cernajsek

Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt (früher Abhandlungen d. k.k. Geol. Reichsanstalt, bzw. Staatsanstalt). – Wien.

Abhandlungen des Naturhistorischen Museums in Wien. – Wien.

Almanach der österreichischen Akademie der Wissenschaften. – Wien.

Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien. – Wien.

Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften: mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse. – Wien.

Wissenschaftliche *Arbeiten* aus dem Burgenland. – Eisenstadt.

Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (Publikation der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik). – Wien.

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen / Hrsg. v. O. M. FRIEDRICH. – Leoben. – (Mit Sonderbänden!)

Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie: Serie A. Meteorologie und Geophysik. – Wien–New York: Springer.

Wissenschaftliche *Beihefte* zur Zeitschrift „Die Höhle". – Wien.

Steirische *Beiträge* zur Hydrogeologie / Hrsg. v. Institut für Baugeologie, Abteilung Hydrogeologie, an der Technischen Universität Graz und der Vereinigung für hydrogeologische Forschung in Graz. – Graz; in Kommission bei Springer Wien–New York. (Früher unter dem Titel: Beiträge zu einer Hydrogeologie Steiermarks.)

Beiträge zur Paläontologie von Österreich / Hrsg. vom Paläontologischen Institut der Universität Wien. – Wien, in Kommission bei Otto Koeltz, Königstein.

Berichte der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung / Hrsg. v. Amt der Steiermärkischen Landesregierung. – Graz.

Berichte des Naturwissenschaftlich-medizinischen Vereines. – Innsbruck.

Berichte der Naturwissenschaftlich-medizinischen Vereinigung in Salzburg. – Salzburg.

Berichte aus dem Haus der Natur in Salzburg / Hrsg. v. E. TRATZ. – Salzburg.

Die *Bodenkultur*: Österreichisches Zentralorgan der Landwirtschaft und Ernährungsforschung. – Wien.

Carinthia II: Naturwissenschaftliche Beiträge zur Heimatkunde Kärntens; Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Kärnten. – Klagenfurt. – (Mit Sonderheften!)

Catalogus fossilium Austriae: Ein systematisches Verzeichnis aller auf österreichischem Gebiet festgestellten Fossilien / In Einzeldarstellungen hrsg. von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften unter Mitarbeit von Fachpaläontologen. Schriftleitung: H. ZAPFE. – Wien, in Kommission bei Springer Wien–New York.

Neue *Denkschriften* des Naturhistorischen Museums in Wien / Hrsg. v. O. SCHULZ und F. BACHMAYER. – Horn: Ferdinand Berger & Söhne.

Erdbebendienst der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. (Publikation der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik.) – Wien.

Erdölinformationen / Hrsg. Shell-Austria A.G. – Wien.

Erdöldienst: Korrespondenz für Erdöl, Erdgas, Chemie und Energetik. – Wien.

Erdöl-Erdgas-Zeitschrift = The Oil and Gas Magazin (Früher: Erdölzeitschrift für Bohr- und Fördertechnik, Erdölzeitung, Bergbau-, Bohrtechniker- und Erdölzeitung, Bohrtechnikerzeitung vereinigt mit der Allgemeinen Österreichischen Chemiker- und Techniker-Zeitung). – Wien–Hamburg: Urbanverlag.

Felsmechanik und *Ingenieurgeologie* = Rock Mechanics and Engineering Geology, Rock Mechanics – Felsmechanik – Mécanique des Roches (Fortsetzung von „Geologie und Bauwesen" / Begr. von J. STINI). – Wien–New York: Springer.

Burgenländische *Forschungen*. – Eisenstadt.

Die *Höhle*: Zeitschrift für Karst und Höhlenkunde. – Wien.

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt. (Früher: Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt, zeitweise Jahrbuch der Geol. Staatsanstalt, Jahrbuch der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung. 1940–1944: Berichte der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien.) – Wien.

Jahrbuch des Vorarlberger Landesmuseumsvereines. – Bregenz.

Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines. – Linz.

Naturkundliches *Jahrbuch* der Stadt Linz. – Linz.

Jahrbücher der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. – Wien. – (Publikation der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik.)

Österreichischer *Kalender* für Berg–Hütte–Energie. – Wien: Montan-Verlag.

Der *Karinthin:* Beiblatt der Fachgruppe für Mineralogie und Geologie des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten zu Carinthia II / Hrsg. v. Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Salzburg. – Salzburg (Früher: Knappenberg).

Mitteilungen der Abteilung für Bergbau, Geologie und Paläontologie des Landesmuseums „Joanneum" (Früher: Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum „Joanneum" Graz). – Graz.

Mitteilungen der Erdbebenkommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Neue Folge. – Wien.

Geologisch-Paläontologische *Mitteilungen* Innsbruck / Hrsg. v. Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck. – Innsbruck.

Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft (Früher: Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, im 2. Weltkrieg Bd. 32–35, Mitteilungen des Alpenländischen Geologischen Vereines). – Wien.

Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien. Ab Bd. 20 Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich. – Wien (teilw. Innsbruck).

Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft. – Wien.

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft. – Wien. – (Erscheint teilweise als Anhang zu Tschermaks Min. Petrograph. Mitt.)

Mitteilungen des Institutes für Baugeologie / Hrsg. v. Institut für Baugeologie der Technischen Universität Graz. – Graz.

Mitteilungen des Institutes für Grundbau und Bodenmechanik / Hrsg. v. Institut für Grundbau und Bodenmechanik der Technischen Universität Wien. – Wien.

Geowissenschaftliche *Mitteilungen* / Hrsg. v. der Technischen Universität, Studienrichtung Vermessungswesen. – Wien.

Tschermaks Mineralogische und Petrographische *Mitteilungen*. Erschienen 1872–77 als Anhang zum *Jahrbuch* der k.k. Geologischen Reichsanstalt. – Fortgesetzt: Tschermaks mineralogische und petrographische *Mitteilungen*, Neue Folge. – Fortgesetzt ab 1928: *Zeitschrift* für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie, Abteilung B: Mineralogische und Petrographische *Mitteilungen* (Begr. v. G. TSCHERMAK), Neue Folge. – Fortgesetzt ab 1948: Tschermaks Mineralogische und Petrographische *Mitteilungen*, 3. Folge. – Wien–New York: Springer.

Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark. – Graz.

Mitteilungsblatt / Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum. – Graz.

Berg- und Hüttenmännische *Monatshefte* vereinigt mit *Montan-Rundschau* (Früher: Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch). – Wien–New York: Springer.

Österreichisches *Montan-Handbuch:* Mit den Produktionsdaten für jedes Jahr / Verfaßt im Bundesministerium f. Handel, Gewerbe und Industrie, Sektion V/A (Oberste Bergbehörde–Grundstoffe). – Wien: Montan-Verlag.

Publikation der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. – Wien.

RADEX-*Rundschau* / Hrsg. von der Österreichisch-Amerikanischen Magnesit A.G. – Radenthein, Kärnten.

Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse. – Wien.

Schriftenreihe der erdwissenschaftlichen Kommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. – Wien: Springer-Verlag in Komm.

Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften: mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abt. 1. – Wien.

Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt. (Früher Verhandlungen der k.k. Geologischen Reichsanstalt, Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt. 1939: Verhandlungen der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung. 1940 bis 1944: Mitteilungen der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung.) – Wien.

Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum. – Innsbruck.

Amtlicher oberösterreichischer *Wassergüteatlas:* Auszüge / Amt der oberösterreichischen Landesregierung, Abteilung Wasser und Energierecht. – Linz.

Österreichische Wasserwirtschaft. – Wien–New York: Springer.

Zeitschrift für Geomorphologie. – Wien.

Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. – Innsbruck: Verlag Wagner.

Geologische Literatur über Österreich ist in vielen weiteren in- und ausländischen Zeitschriften und Serien gelegentlich zu finden. Dies trifft im besonderen auf Zeitschriften und Periodika der umliegenden europäischen Staaten zu; ihre Nennung würde jedoch den gesteckten Rahmen sprengen. Daneben werden an ausländischen Universitäten Dissertationen über österreichische Gebiete veröffentlicht, die immerhin eine weitere Verbreitung an den verschiedenen Bibliotheken aufweisen, als die Dissertationen österreichischer Herkunft, die nicht gedruckt werden. Die Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt hat die Aufgabe, sämtliche erdwissenschaftliche Literatur über Österreich zu sammeln und dem einschlägig interessierten Publikum zugänglich zu machen. Sämtliche sogenannte „Österreichliteratur" wird jährlich in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt unter dem Titel „Bibliographie geologischer Literatur aus Österreich für das Jahr ... (Mit Nachträgen aus früheren Jahren)" veröffentlicht.

Literatur: Bundesministerium f. Wiss. u. Forschung 1973.

6.1.4. Verzeichnis wichtiger geowissenschaftlicher Karten Österreichs

Von TILLFRIED CERNAJSEK

Mit den Abbildungen 161 bis 163

6.1.4.1. Übersichtskarten für das gesamte Staatsgebiet

VETTERS H.: *Geologische Karte* der Republik Österreich und der Nachbargebiete. – M. 1:500.000. – (Die Ostalpen, ihre Ausläufer und Vorlande nebst den angrenzenden Teilen der fränkisch-schwäbischen Alb und des Böhmischen Massivs.) – Wien: Geol. B.-A. 1933. – 2 Bl. u. 1 Beibl., 2. unveränderter Nachdruck 1968.

Hiezu: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. Die Formationen und Gesteine der Ostalpen und Vorlande und der angrenzenden Teile der Fränkisch-Schwäbischen Alb, des Böhmischen Massivs, der Karpathen und der Karstes. – Wien: Geol. B.-A. 1936. 343 S. – 2. Aufl.: 1947.

BECK-MANNAGETTA P.: *Geologische Übersichtskarte* der Republik Österreich mit tektonischer Gliederung. – M. 1:1 Mill. – Mitarbeiter: E. BRAUMÜLLER, H. KÜPPER. Mit Profil, Legende und schemat. Übersichtsskizze 1:4,5 Mill. – Wien: Geol. B.-A. 1964. (Fortdruck aus dem Atlas der Republik Österreich.)

Hiezu: Erläuterungen zur Geologischen und zur Lagerstättenkarte 1:1 Mill. von Österreich / Von P. BECK-MANNAGETTA, R. GRILL, H. HOLZER & S. PREY. Einführung in die Geologie von Österreich. Beitrag von CH. EXNER. Mit Übertragungen in die englische und französische Sprache. – Wien: Geol. B.-A. 1966. 94 S., 7 Beil., unveränderter Nachdruck 1977.

GATTINGER T. E.: *Hydrogeologische Karte* der Republik Österreich. Mitarb. H. PRAZEN. – M. 1:1 Mill. – Wien: Geol. B.-A. 1969. (Fortdruck aus dem Atlas der Republik Österreich.)

LECHNER K.: Karte der *Lagerstätten mineralischer Rohstoffe* der Republik Österreich. – M. 1:1 Mill. Mit Beitr. von H. HOLZER, A. W. RUTTNER & R. GRILL. – Wien: Geol. B.-A. 1964. (Fortdruck aus dem Atlas der Republik Österreich.) – Erläuterungen siehe BECK-MANNAGETTA P. 1964.

WIESBÖCK I.: Übersichtskarte der *Mineral- und Heilquellen* Österreichs. – M. 1:500.000. – Wien: Geol. B.-A. 1966.

Hiezu: KÜPPER H. & WIESBÖCK I.: Erläuterungen und Index zur Übersichtskarte der Mineral- und Heilquellen in Österreich 1:500.000 / Hrsg. v. d. Österreich Ges. f. Raumforschung und Raumplanung in Zusammenarbeit mit der Geol. B.-A. – Wien: Geol. B.-A. 1966.

TRIMMEL H.: *Karsttypen* und *Höhlenverbreitung*. – M. 1:1 Mill. – Wien: Freytag-Berndt & Artaria 1965. 1 Bl. (Fortdruck aus dem Atlas der Republik Österreich.)

Übersichtskarte der *Moore* Österreichs / Hrsg. v. Medizin. Moorkomm. im Bundesministerium f. soziale Verwaltung (Volksgesundheitsamt) auf Grund der moorstatistischen Erhebungen der landwirtschaftlich-chemischen Bundesversuchsanstalt in Wien. – M. 1:625.000. – Wien 1935, Geograph. Inst. Ed. Hölzl. 1 Bl. Hiezu Erläuterungen 1935.

SENFTL E.: *Schwerekarte* von Österreich: Bouguer-Anomalien. – M. 1:1 Mill. – Wien: B.-A. f. Eich- u. Vermessungswesen 1969. 1 Bl. Ausgabe 1965. Weitere Ausgaben sind erschienen.

SEIBERL W.: *Geomagnetische* Karte von Österreich 1970.0. – M. 1:1 Mill. Isanomalen der Totalintensität von 50 γ zu 50 γ. – Wien: Zentralanstalt f. Meteorologie und Geodynamik 1977. 1 Bl. – (Arbeiten a. d. Zentralanstalt f. Meteorol. u. Geodyn. H. 21).

NIGGLI E.: *Metamorphic map* of the Alps = Carte metamorphique des Alps. / Commission for the Geological Map of the World, Sub-Commission for the Cartography of the Metamorphic Belts of the World. – M. 1:1 Mill. – Leiden, Paris: Unesco 1973. Hiezu Erläuterungen.

6.1.4.2. Bundesländerübersichtskarten

Burgenland

Geologisch-tektonische Übersicht 1:500.000 / Von F. KÜMEL, W. SCHMIDT, H. VETTERS & A. WINKLER-HERMADEN. Mit 3 Nebenkarten im M. 1:1 Mill.: Die großtektonischen Einheiten des Burgenlandes im Hinblick auf die spättertiären Bewegungen. Jüngste nacheiszeitliche Schollenbewegungen. Erdbebenkarte. – Wien: Österreichischer Landesverlag 1941. 1 Bl. (Burgenlandatlas. 3/4).

Kärnten

Bodenkarte von Kärnten – M. 1:200.000 / N. ANDERLE & H. HANSELY. – Klagenfurt: Amt d. Kärnt. Landesregierung, Abt. Landesplanung 1973. 1 Bl. – In: H. HANSELY & N. ANDERLE: Die Grundwasser- und Bodenkarte von Kärnten. – Klagenfurt 1973. (Schriftenreihe f. Raumforschung u. Raumplanung. 13.)

Geologische Übersichtskarte von Kärnten – M. 1 : 500.000. Nach der geologischen Karte von

Österreich (H. VETTERS, 1931) vereinfacht und ergänzt von E. CLAR & F. KAHLER (1953). Neu bearbeitet von W. FRITSCH (1962). – In: FRITSCH W.: Erläuterungen zu einer neuen geologischen Übersichtskarte von Kärnten (1:500.000). – Carinthia II 72, Klagenfurt 1962.

Grundwasserkarte von Kärnten. – M. 1:200.000 / N. ANDERLE & H. HANSELY. – Klagenfurt: Amt d. Kärnt. Landesreg., Abt. Landespl. 1973. 1 Bl. Erläuternder Text siehe Bodenkarte von Kärnten 1:200.000.

Niederösterreich

Geologische Übersichtskarte von Niederösterreich – M. 1:500.000. Ausschnitt aus: H. VETTERS „Geologische Karte der Republik Österreich und der Nachbargebiete", hrsg. v. d. Geologischen Bundesanstalt und mit deren Bewilligung nachgedruckt. – Wien: Verein für Landeskunde von Niederösterreich und Wien 1954. 1 Bl. (Atlas von Niederösterreich. Lief. IV. Bl. 8.)

Lagerstätten von Erzen, Kohlen, industriell nutzbaren Mineralien („Steine und Erden"), Erdöl und Erdgas in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten. / Von K. LECHNER, A. RUTTNER & R. GRILL. – Wien: Komm. f. Raumforschung d. Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Verein f. Landeskunde v. Niederösterreich u. Wien 1958. 1 Bl. (Atlas von Niederösterreich. Lief. VI. Bl. 11.)

Die *Oberflächenformen* von Niederösterreich – M. 1:500.000 / Entwurf von K. HAWRANEK. Bearb. von K. WICHE. – Wien: Komm. f. Raumpl. d. Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Verein f. Landeskunde f. Niederösterreich und Wien 1951. 1 Bl. (Atlas von Niederösterreich. Lief. I. Bl. 1.)

Tektonische Übersichtskarte von Niederösterreich mit einer Auswahl der benützten Arbeitsunterlagen. / Von P. BECK-MANNAGETTA. Unterer Kartenrand: N-S Profil. – Wien: Komm. f. Raumpl. d. Österreichischen Akademie der Wissenschaften u. Verein für Landeskunde von Niederösterreich u. Wien 1955. 1 Bl. (Atlas von Niederösterreich. Lief. V. Bl. 10).

Verkarstungsfähige Gesteine und Höhlen in Niederösterreich / Entwurf nach dem Stand von 1953 von H. TRIMMEL. – M. 1:500.000. – Wien: Verein f. Landeskunde v. N.Ö. u. Wien 1954 (Atlas von Niederösterreich. Lief. IV. Bl. 5.)

Oberösterreich

Bergbau / Chemie / Glas / Baustoffe / Keramik. – M. 1:500.000. – Linz: Inst. f. Landeskunde von Oberösterreich 1960. 1 Bl. (Atlas von Oberösterreich. 32.)

Geologie. Nach der geologischen Karte 1950 von J. SCHADLER, bearb. v. V. JANIK. – M. 1:500.000. – Linz: Institut für Landeskunde von Oberösterreich 1969. 1 Bl. (Atlas von Oberösterreich. 55.)

Hydrogeologische Karte von Oberösterreich / Zusammengestellt von K. VOHRYZKA. – M. 1:250.000. – Linz: Amt der oberösterreichischen Landesregierung, Abteilung Wasser-Energierecht 1973. 1 Bl. – In: VOHRYZKA K.: Hydrogeologie von Oberösterreich. – Linz 1973.

Oberflächenformen / Von H. KOHL. – M. 1:500.000. – Linz: Institut für Landeskunde von Oberösterreich. – (Atlas von Oberösterreich. 56.)

Salzburg

Bodenschätze / E. PREUSCHEN. – M. 1:500.000. – Salzburg: Otto Müller 1955. 1 Bl. (Salzburg-Atlas. 36.)

Bodentypen / J. FINK. – M. 1:500.000. – Salzburg: Otto Müller 1955. 1 Bl. (Salzburg-Atlas. 12.)

Geologie / K. BISTRITSCHAN. – M. 1:500.000. – Salzburg: Otto Müller 1955. 1 Bl. (Salzburg-Atlas. 4.)

Geologische Übersichtskarte des Bundeslandes Salzburg und des Berchtesgadener Landes. Nach geologischen Karten der geologischen Reichsanstalt Wien. Gezeichnet in der Forsteinrichtungsabteilung der Bundesforstdirektion Salzburg v. M. Purkhart. / Bearb. v. G. ZINKE. – M. 1:200.000 – Salzburg: Funder & Müller um 1928. 1 Bl.

Gesteine / K. BISTRITSCHAN und E. LENDL. – M. 1:500.000. – Salzburg: Otto Müller 1955. 1 Bl. (Salzburg – Atlas. 5.)

Oberflächenformen / TH. PIPPAN. – M. 1:500.000. – Salzburg: Otto Müller 1955. 1 Bl. (Salzburg-Atlas. 7.)

Steiermark

Die *Bodentypen* der Steiermark / W. L. KUBIENA. – M. 1:300.000. – Graz: Akad. Druck- u. Verlagsanst. 1954. 1 Bl. (Atlas der Steiermark. 18.)

Geologische Karte der Steiermark / K. METZ. – M. 1: 300.000. – Graz: Akad. Druck- u. Verlagsanst. 1957. 1 Bl. (Atlas der Steiermark. 6.)

Die *Oberflächenformen* der Steiermark / W. LEITNER. – M. 1:300.000. – Graz: Akad. Druck- u. Verlagsanstalt 1964. 1 Bl. (Atlas der Steiermark. 8.)

Hauptverkarstungsgebiete der Steiermark / V. MAURIN & J. ZÖTL – M. 1:300.000. – Graz: Druck- u. Verlagsanst. 1969. 1 Bl. (Atlas der Steiermark. 11.)

Hydrogeologie und Verkarstung der Steiermark / V. MAURIN & J. ZÖTL. – M. 1:300.000. – Graz: Akad. Druck- u. Verlagsanst. 1964. 1 Bl. (Atlas der Steiermark. 10.)

Die *Mineral-Lagerstätten* in der Steiermark / O. M. FRIEDRICH. – 1:500.000. – Graz: Akad. Druck- u. Verlagsanst. 1963. 1 Bl. Rückseite: Liste der Lagerstätten. (Atlas der Steiermark. 9.)

Tektonische Karte der Steiermark: mit Stratigraphischer und tektonischer Übersichtstabelle und Übersichtsskizze / P. BECK-MANNAGETTA. – M. 1:300.000. – Graz: Akad. Druck- u. Verlagsanst. 1968. 1 Bl. (Atlas der Steiermark. 7.)

Erläuterungen zu obigem Steiermarkatlas: Erläuterungen zum Atlas der Steiermark / Hrsg. v. d. Steiermärkischen Landesregierung unter Mitarbeit d. Naturwiss. Verein f. Steiermark; Wiss. u. kartograph. Redaktion: M. STRAKA. – Graz: Akad. Druck- u. Verlagsanst. 1973. 473 S.

Tirol

Bodentypenkarte von Tirol mit einem Begleittext des Verf. / W. ROTTER; Gesamtbearb. Institut f. Landeskunde d. Univ. Innsbruck. – M. 1:300.000. – Innsbruck: Universitätsverlag Wagner 1972. 1 Bl. (Tirol-Atlas. 3. Lief. C. 7.)

Geologische Karte von Tirol / verfaßt von H. VETTERS. Ausschnitt aus der „Geologischen Karte der Republik Österreich, Wien 1933". – In: KLEBELSBERG R.: Geologie von Tirol. – Berlin: Borntraeger 1935.

Grundwasserkarte von Tirol: Tiefenlage des Grundwasserspiegels unter der Erdoberfläche in Meter / N. ANDERLE. – M. 1: 200.000. – Innsbruck: Amt d. Tiroler Landesregierung 1975. 1 Bl.

Mineralische Rohstoffe / O. SCHULZ. – M. 1:300.000. – Innsbruck: Universitätsverl. Wagner 1977. 1 Bl. (Tirol – Atlas. 5. Lief.)

Vorarlberg

St. Gallen–Chur / P. CRIST u. W. NABHOLZ. – M. 1:200.000. – Bern: Schweiz. Geol. Komm. 1959, Kümmerly & Frey. 1 Bl. (Geologische Generalkarte der Schweiz. 4.)

Anm.: Diese Karte enthält das gesamte Bundesland Vorarlberg. Hiezu sind Kurzerläuterungen erschienen.

Geologische Übersichtskarte von Vorarlberg / L. KRASSER. – M. 1:210.000. – In: Heimatkunde von Vorarlberg / Hrsg. v. A. SCHWARZ. – Darin: KRASSER L.: Einführung in die Geologie von Vorarlberg. – Bregenz: Eugen Ruß 1949.

Anm.: Dazu ist noch erschienen: KRASSER L.: Erläuterungen zur Kleinen geologischen Übersichtskarte von Vorarlberg. – Bregenz: Vorarlberger Landesmuseum 1951.

Luzern–Zürich–St. Gallen–Chur / F. DE QUERVAIN, D. FREY u. a. – M. 1:200.000. – Bern: Schweiz. Geotechn. Komm. 1963. 1 Bl. (Geotechnische Karte der Schweiz. 2.).

Anm.: Diese Karte enthält das gesamte Bundesland Vorarlberg. Mit Erläuterungen.

Wien

Geologische Karte der Stadt Wien / zusammengestellt von F. BRIX in den Jahren 1967–1971. – M. 1:50.000. – Wien: Verl. f. Jugend u. Volk 1972. 1 Bl. – In: Naturgeschichte Wiens, Bd. 3, Kartenbeil.

6.1.4.3. Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000

(Vgl. Abb. 161)

Dieses Kartenwerk wird seit dem Jahre 1955 von der Geologischen Bundesanstalt herausgegeben; als topographische Unterlage dient die Österreichische Karte 1:50.000, z. T. noch in ihrer provisorischen Ausgabe.

Bl. 17. Großpertholz / G. FUCHS u. B. SCHWAIGHOFER. 1977. Mit Erläuterungen.
Bl. 18. Weitra / A. ERICH, G. FUCHS u. B. SCHWAIGHOFER. 1977. Mit Erläuterungen.
Bl. 63. Salzburg / G. GÖTZINGER. Bayer. Anteil bearb. vom Bayer. Geol. L.-A. 1955.
Bl. 96. Bad Ischl / Bearb. G. SCHÄFFER (im Druck).
Bl. 107–108. Mattersburg – Deutschkreutz / F. KÜMEL. 1957. Mit Erläuterungen.
Bl. 129. Donnersbach / K. METZ. 1979. Mit Erläuterungen.
Bl. 130–131. Oberzeiring-Kalwang / K. METZ. 1967. Mit Erläuterungen.
Bl. 151. Krimml / F. KARL u. O. SCHMIDEGG. 1979.
Bl. 158–159. Stadl-Murau / A. THURNER. 1958. Mit Erläuterungen.
Bl. 160. Neumarkt in Steiermark / A. THURNER & D. VAN HUSEN. 1978. Mit Erläuterungen.
Bl. 162. Köflach / L. P. BECKER. 1979. Mit Erläuterungen.
Bl. 200. Arnoldstein / N. ANDERLE. 1977. Erläuterungen in Vorbereitung.
Bl. 201–210. Villach–Aßling / N. ANDERLE. 1977. Erläuterungen in Vorbereitung.
Bl. 202–203. Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt / F. KAHLER. 1962.

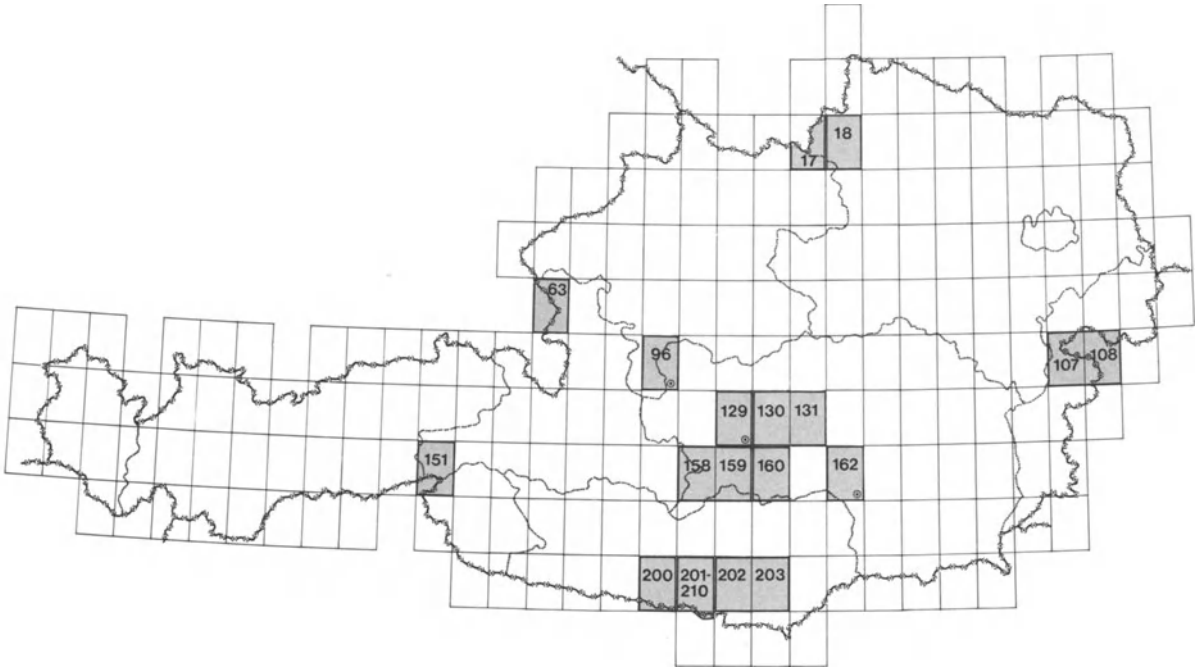


Abb. 161: Kartenspiegel zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000

Verzeichnis der ab 1980 nachfolgenden Blätter dieses Kartenwerks:

6.1.4.4. Geologische Spezialkarte 1:75.000

(Vgl. Abb. 162)

Dieses Kartenwerk, auf Grundlage der Topographischen Spezialkarte 1:75.000, wurde [mit Ausnahme des Blattes Kismarton (heute Eisenstadt), das von der k. ungar. Geol. Anstalt veröffentlicht wurde] von der Geologischen Bundesanstalt (früher k. u. k. Geologische Reichsanstalt bzw. Geologische Staatsanstalt) veröffentlicht. Die Herausgabe der Geologischen Spezialkarte 1:75.000 wurde eingestellt. Von den nicht erschienenen Blättern können Manuskriptkarten an der Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt unter bestimmten Bedingungen eingesehen werden.

Bl. 4454. Litschau und Gmünd mit den angrenzenden Teilen der Blätter Neuhaus und Budweis-Gratz / L. Waldmann. 1950.
Bl. 4455. Drosendorf / F. E. Suess, H. Gerhart & H. Beck. 1925. Mit Erläuterungen.
Bl. 4456. Znaim / C. M. Paul. 1898. Mit Erläuterungen.
Bl. 4457. Auspitz und Nikolsburg / C. M. Paul, L. von Tausch und O. Abel. 1907. Mit Erläuterungen.
Bl. 4457/4557. Geologische Karte des Nordöstlichen Weinviertels / R. Grill. Mit Beitr. v. F. Bachmayer, K. Friedl, R. Janoschek & J. Kapounek. 1961. Vergleiche Gebietskarte Nr. 26.

Dazu Erläuterungen: Grill R.: Erläuterungen zur geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. – Wien: Geol. B.-A. 1968.

Bl. 4652. Linz und Eferding / J. Schadler. 1952.
Bl. 4656 bis 4658 (und 4756 bis 4758). Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien / Revision von D. Stur in den Jahren 1888 bis 1890 nach den bisherigen Aufnahmen der k. k. Geol. Reichsanstalt, 1891.

Dazu: Stur D.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien / C. M. Paul & A. Bittner. – Wien: Hollinek 1894.

Bl. 4657/4658. Gänserndorf mit dem österreichischen Anteil des Blattes Marchegg / R. Grill; Beitr. v. E. Braumüller, K. Friedl, G. Götzinger, R. Janoschek & H. Küpper. 1954.

Dazu Erläuterungen von Bl. 4457/4457.

Bl. 4749. Tittmoning / G. Götzinger. 1929.
Bl. 4750. Mattighofen / G. Götzinger. 1923.
Bl. 4752. Wels und Kremsmünster / O. Abel. 1913.
Bl. 4753. Enns und Steyr / O. Abel & A. Till. 1913.
Bl. 4755. Sankt Pölten / A. Bittner, C. M. Paul, O. Abel & F. E. Suess. 1907.
Bl. 4756 bis 4758 siehe Bl. 4656 bis 4658.
Bl. 4850. Salzburg / A. Bittner & E. Fugger. 1903. Mit Erläuterungen.
Bl. 4851. Gmunden und Schafberg / O. Abel & G. Geyer. 1922. Mit Erläuterungen.
Bl. 4852. Kirchdorf / G. Geyer & O. Abel. 1913. Mit Erläuterungen.
Bl. 4853. Weyer / G. Geyer. 1912. Mit Erläuterungen.
Bl. 4854. Gaming und Mariazell / A. Bittner & C. M. Paul. 1907. Mit Erläuterungen.
Bl. 4855. Schneeberg und Sankt Aegyd am Neuwald / O. Ampferer. 1931. Mit Erläuterungen.
Bl. 4856. Wiener Neustadt / H. Vetters (Rosaliengebirge und Neustädter Steinfeld), A. Bittner & F. Kossmat (Alpiner Anteil). 1916.
Bl. 4857. Umgebung von Kismarton [Eisenstadt] / L. Roth von Telegd, J. Böckh & J. Stürzenbaum. 1903. Daneben ist eine Ausgabe in französischer Sprache erschienen: Environs de Kismarton 1903 / Erstellt von der königlichen ungarischen Geologischen Anstalt 1903. Mit Erläuterungen.
Bl. 4947. Achenkirch und Benediktbeuern / O. Ampferer. 1912. Mit Erläuterungen.
Bl. 4948. Kufstein / O. Ampferer. 1925.
Bl. 4949. Lofer und Sankt Johann / O. Ampferer & F. Kerner-Marilaun. 1927.
Bl. 4950. Hallein und Berchtesgaden / A. Bittner & E. Fugger. 1907. Mit Erläuterungen.
Bl. 4952. Liezen / M. Vacek & G. Geyer. 1918. Mit Erläuterungen.
Bl. 4953. Admont und Hieflau / O. Ampferer. 1933.
Bl. 4954. Eisenerz, Wildalpe und Aflenz / E. Spengler & J. Stiny. 1926. Mit Erläuterungen.
Bl. 4955. Mürzzuschlag / H.-P. Cornelius. 1936. Mit Erläuterungen.
Bl. 5045. Lechtal / O. Ampferer. 1914. Mit Erläuterungen.
Bl. 5046. Zirl und Nassereith / O. Ampferer & Th. Ohnesorge. 1912. Mit Erläuterungen.
Bl. 5047. Innsbruck und Achensee / O. Ampferer & Th. Ohnesorge. 1912. Mit Erläuterungen.
Bl. 5048. Rattenberg / O. Ampferer & Th. Ohnesorge. 1918.
Bl. 5049. Kitzbühel und Zell am See / Th. Ohnesorge, F. Kerner-Marilaun, W. Hammer & H.-P. Cornelius. 1935.
Bl. 5054. Leoben und Bruck a. d. Mur / J. Stiny & F. Czermak. 1932.
Bl. 5144. Stuben / O. Ampferer & O. Reithofer. 1937.

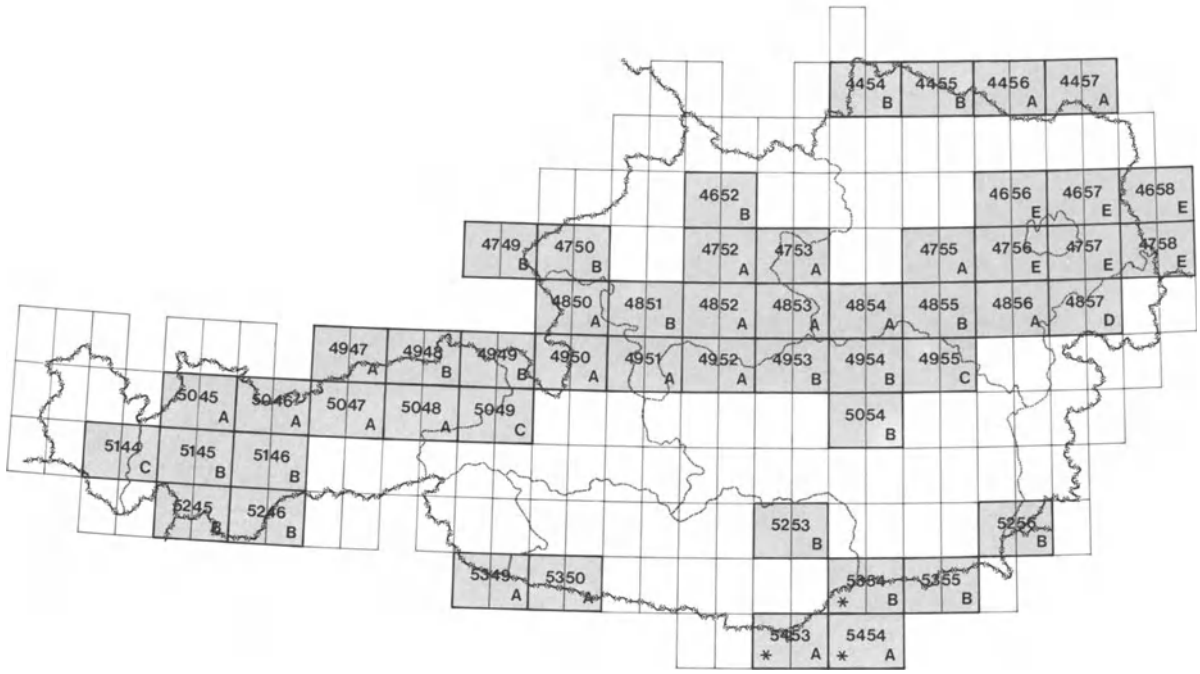


Abb. 162: Kartenspiegel zur Geologischen Spezialkarte 1 : 75.000

A Geologische Spezialkarte der . . . Österreichisch-Ungarischen Monarchie
B Geologische Spezialkarte der Republik Österreich
C Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich
D Geologische Aufnahme der k. ungar. Geol. Anstalt
E Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien.
* Z. T. als Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (F. TELLER, 1895) erschienen.
(Von den übrigen Blättern existieren auf derselben topographischen Grundlage geologische Manuskriptkarten im Wiss. Archiv der Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt.)

Bl. 5145. Landeck / O. AMPFERER & W. HAMMER. 1922. Mit Erläuterungen.
Bl. 5146. Ötztal / W. HAMMER, TH. OHNESORGE, B. SANDER & F. KERNER-MARILAUN. 1929. Mit Erläuterungen.
Bl. 5245. Nauders / W. HAMMER. 1923. Mit Erläuterungen.
Bl. 5246. Sölden und Sankt Leonhard / W. HAMMER. 1932.
Bl. 5253. Hüttenberg und Eberstein / H. BECK. 1931.
Bl. 5256. Gleichenberg / A. WINKLER. 1926. Mit Erläuterungen.
Bl. 5349. Sillian und St. Stefano del Comelico / G. GEYER: 1900.
Bl. 5350. Oberdrauburg und Mauthen / G. GEYER. 1896. Mit Erläuterungen.
Bl. 5354. Unterdrauburg / H. BECK, A. KIESLINGER, F. TELLER & A. WINKLER. 1929.
Bl. 5355. Marburg / A. WINKLER. 1924. Mit Erläuterungen.
Bl. 5453. Eisenkappel und Kanker / F. TELLER. 1898. Mit Erläuterungen.

6.1.4.5. Kleine Auswahl der geologischen Gebietskarten des österreichischen Bundesgebietes

(vgl. Abb. 163 mit den Karten 1–52)

1) AMPFERER O.: Geologische Karte der Gesäuseberge. – M. 1:25.000. – Wien: Geol. B.-A. 1935. 1 Bl. Mit Erläuterungen.
2) AMPFERER O.: Geologische Karte der Lechtaler Alpen. – M. 1:25.000. – Wien: Geol. B.-A. 1932. 4 Bl. Mit Erläuterungen. (Titel der Teilblätter: Klostertaler Alpen, Arlberg-Gebiet, Parseier Spitz Gruppe, Heiterwand und Muttekopfgebiet.)
3) AMPFERER O.: Geologische Karte des Kaisergebirges. – M. 1:25.000. – Wien: Geol. B.-A. 1933. 1 Bl. Mit Erläuterungen.
4) AMPFERER O.: Geologische Karte des östlichen Karwendel und des Achensee-Gebietes / Redaktion: W. HEISSEL. – M. 1:25.000. – Innsbruck: Universitätsverlag Wagner 1950. 1 Bl. Mit Erläuterungen.

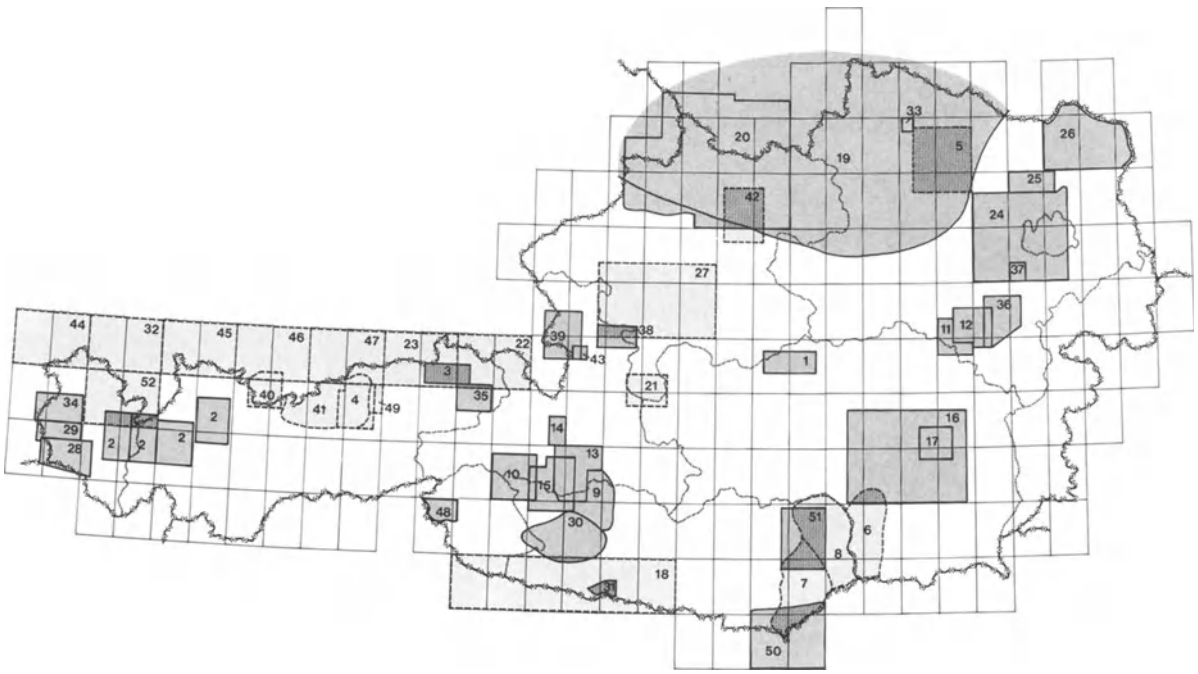


Abb. 163: Kartenspiegel zu einer kleinen Auswahl geologischer Gebietskarten des österreichischen Bundesgebietes

5) Becke F., Himmelbauer A., Reinhold F. u. R. & Görgey R.: Geologische-petrographische Karte des niederösterreichischen Waldviertels. – M. 1 : 100.000. – Wien: Freytag & Berndt 1913. 1 Bl. – Aus: Tschermaks Min. Petrograph. Mitt. N. F. 32.

6) Beck-Mannagetta P.: Geologische Karte des steirischen Anteils der Koralpe für die wasserwirtschaftliche Rahmenplanung. – M. 1:50.000. – Graz: Wasserwirtschaftl. Rahmenplanung 1975. 1 Bl. Aus: Ber. Wasserwirtschaftl. Rahmenpl. 31.

7) Beck-Mannagetta P.: Bezirk Völkermarkt. Geologische Übersichtskarte. – M. 1:100.000. – Klagenfurt: Amt d. Kärntner Landesregierung, Abt. Landespl. u. Raumforschung 1954. 1 Bl.

8) Beck-Mannagetta P.: Bezirk Wolfsberg. Geologische Übersichtskarte. – M. 1:100.000 – Klagenfurt: Kärnt. Landesregierung, Abt. Landespl. u. Raumforschung. 1958. 1 Bl.

9) Cliff R. A., Morris R. J. et al.: Geological Map of the Reisseck and southern Ankogel Groups. – M. 1:25.000. – Wien: Geol. B.-A. 1971. 1 Bl. – Aus: Jb. Geol. B.-A. 114, Beil. 7.

10) Cornelius H.-P.: Geologische Karte des Großglocknergebietes. – M. 1:25.000. Aufgenommen im Auftrag des Deutsch. u. Österreich. Alpenvereins. – Wien: D. u. Ö. Alpenverein, Geol. B.-A. 1948. 1 Bl. (Abh. d. Zweigst. Wien d. Reichstst. f. Bodenf. 25, Heft 1.)

11) Cornelius H.-P.: Geologische Karte des Raxgebietes. – M. 1:25.000. – Wien: Geol. B.-A. 1935. 1 Bl. Mit Erläuterungen.

12) Cornelius H.-P.: Geologische Karte des Schneeberges und seiner Umgebung. – M. 1:25.000. – Wien: Geol. B.-A. 1951. 1 Bl. Mit Erläuterungen.

13) Exner Ch.: Geologische Karte der Umgebung von Gastein. – M. 1:50.000. – Wien: Geol. B.-A. 1956. 1 Bl. Mit Erläuterungen.

14) Exner Ch.: Geologische Karte des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend. – M. 1:25.000. – Aus: Jb. Geol. B.-A. 122, Wien 1979.

15) Exner Ch.: Geologische Karte der Sonnblickgruppe ... mit einem Beitrag von S. Prey. – M. 1:50.000. – Wien: Geol. B.-A. 1962. 1 Bl. Mit Erläuterungen.

16) Flügel H.: Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes. – M. 1:100.000. – Wien: Geol. B.-A. 1960. 1 Bl. Mit Erläuterungen.

17) Flügel H. W. & Maurin V.: Geologische Karte des Weizer Berglandes. – M. 1:25.000. – Wien: Geol. B.-A. 1958. 1 Bl.

18) Frech F.: Geologische Karte der Karnischen Alpen sowie der angrenzenden Gailthaler und Venezianer Berge. – M. 1:75.000. – Halle: Max Niemeyer 1894. 3 Bl. – Aus: Frech F.: Die Karnischen Alpen.

19) Fuchs G. & Matura A.: Geologische Karte des Kristallins der südlichen Böhmischen

Masse. – M. 1:200.000. – Wien 1976. – Aus: Jb. Geol. B.-A. 119.

20) FUCHS G. & THIELE O.: Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – M. 1:100.000. – Wien: Geol. B.-A. 1965. 1 Bl. Mit Erläuterungen.

21) GANSS O., KÜMEL F. & NEUMANN G.: Geologische Karte der Dachsteingruppe. – M. 1:25.000. – Innsbruck: Universitätsverl. Wagner 1954. 1 Bl. – Aus: Wiss. Alpenvereinshefte 15.

22) GANSS O.: Reit im Winkl. – M. 1:100.000. – München: Bayer. Geol. L.-A. 1975. 1 Bl. + 1 Profiltaf. (Geologische Karte von Bayern 1:100.000. Bl. 666.)

23) GANSS O.: Schliersee. – M. 1:100.000. – München: Bayer. Geol. L.-A. 1953. 1 Bl. + Profiltaf. (Geologische Karte von Bayern 1:100.000. Bl. 665.)

24) GÖTZINGER G., GRILL R., KÜPPER H. & VETTERS H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien. – M. 1:75.000. – Wien: Geol. B.-A. 1952. 1 Bl. Mit Erläuterungen.

25) GRILL R., GÖTZINGER G. & BACHMAYER F.: Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – M. 1:50.000. – Wien: Geol. B.-A. 1957. 1 Bl. Mit Erläuterungen.

26) GRILL R.: Geologische Karte des nordöstlichen Weinviertels. – M. 1:75.000. – s. Geologische Spezialkarte 4457/4557.

27) HÄUSLER H. & SCHWARZBÖCK H.: Vöckla-Ager-Alm: Geologische Karte. – M. 1:50.000. – In: Wasserwirtschaftliches Grundsatzgutachten Vöckla-Ager-Alm; Karte 12. – Linz: Amt o.ö. Landesreg. 1970. Mit Text.

28) HEISSEL W., OBERHAUSER R., REITHOFER O. & SCHMIDEGG O.: Geologische Karte des Rätikon, Vorarlberg. – M. 1:25.000. – Wien: Geol. B.-A. 1965. 1 Bl.

29) HEISSEL W., OBERHAUSER R. & SCHMIDEGG O.: Geologische Karte des Walgaues, Vorarlberg. – M. 1:25000. – Wien: Geol. B.-A. 1967. 1 Bl.

30) HOLZER H.: Photogeologische Karte der Kreuzeckgruppe. – M. 1:50.000. – Aus: Jb. Geol. B.-A. 101, Wien 1958.

31) KAHLER F., PREY S. & HERITSCH H.: Geologische Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – M. 1:25.000. – Wien: Geol. B.-A. 1959. 1 Bl. Mit Erläuterungen.

32) KRAUS E. et al.: Kempten. – M. 1 : 100.000. – Geologische Ausgabe des Blattes 661 Kempten der Karte des Deutschen Reiches, München: Piloty u. Loehle 1931.

33) MÜLLER G.: Göpfritz Area, Austria: Synoptic map of geology and geotechnics = Geologische geotechnische Grundlagenkarte des Gebietes Göpfritz. – M. 1:10.000. – 2 Bl. – Wien: Geol. B.-A. 1967. Mit Text.

34) OBERHAUSER R.: Mittleres Bodenseerheintal zwischen Säntis-Ostende und hinterem Bregenzerwald (110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd). – M. 1:25.000. – Wien: Geol. B.-A. (im Druck).

35) OHNESORGE TH.: Geologische Karte von Kitzbühel und Umgebung. – M. 1:25.000. – Wien: Geol. R.-A. 1917. 1 Bl. + Profiltaf. (Beilage zur „Geologischen Spezialkarte ... der österreichisch-ungarischen Monarchie".)

36) PLÖCHINGER B.: Geologische Karte des Hohe Wandgebietes (Niederösterreich). – M. 1 : 50.000 – Wien: Geol. B.-A. 1964. 1 Bl. Mit Erläuterungen.

37) PLÖCHINGER B.: Geologisch-geotechnische Karte des Schwechattal-Lindkogelgebietes W Baden, Niederösterreich. – M. 1:10.000. – Wien: Geol. B.-A. 1970. Mit Erläuterungen.

38) PLÖCHINGER B.: Geologische Karte des Wolfgangseegebietes / mit Beitr. von S. PREY & W. JANOSCHEK. – M. 1:25.000. – Wien: Geol. B.-A. 1972. 1 Bl. Mit Erläuterungen.

39) PREY S., DEL-NEGRO W., PIPPAN TH., PLÖCHINGER B., SCHLAGER M. & SEEFELDNER E.: Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg. – M. 1:50.000. – Wien: Geol. B.-A. 1969. 1 Bl. Mit Erläuterungen von W. DEL-NEGRO 1979.

40) REIS O. M. & PFAFF F. W.: Geologische Karte des Wetterstein-Gebirges. – M. 1:25.000. 2 Bl. – Aus: Geognostische Jahresh. 23 (1910), München 1911.

41) ROTHPLETZ A.: Geologische Karte des Karwendelgebirges / entworfen von A. ROTHPLETZ unter Mitwirkung von W. CLARK u. a. – M. 1:50.000. – Z. Deutsch. u. Österreich. Alpenver. 19, München 1888.

42) SCHADLER J.: Geologische Karte von Linz und Umgebung. – M. 1:50.000. / Verfaßt nach Aufnahmen v. G. FRASL, K. WIESER & J. SCHADLER. – Linz: Magistrat der Stadt Linz, Kulturverwaltung 1964. 1 Bl. (Linzer Atlas.)

43) SCHLAGER M.: Geologische Karte von Adnet und Umgebung. – M. 1:10.000. – Mit einem Beitrag von W. SCHLAGER. – Wien: Geol. B.-A. 1960. 1 Bl.

44) SCHMIDLE W. et al.: Lindau. – M. 1:100.000. – Geologische Ausgabe des Blattes 660 Lindau der Karte des Deutschen Reiches. – München: Piloty u. Loehle 1931. Mit Erläuterungen.

45) SCHMIDT-THOMÉ P.: Füssen. – M. 1:100.000. – München: Bayer. Geol. L.-A.

1960. 1 Bl. (Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000; Bl. 662).

46) SCHMIDT-THOMÉ P.: Murnau – M. 1:100.000. – München: Bayer. Geol. L.-A. 1955. 1 Bl. (Geologische Karte von Bayern 1:100.000; Bl. 662.)

47) SCHMIDT-THOMÉ P.: Tegernsee. – M. 1:100.000. – München: Bayer. Geol. L.-A. 1953. 1 Bl. + Profiltaf. (Geologische Karte von Bayern. 1:100.000; Bl. 664.)

48) SENARCLENS-GRANCY W. K.: Geologische Karte der westlichen Deferegger Alpen, Osttirol. – M. 1:25.000. – Wien: Geol. B.-A. 1972. 1 Bl.

49) SPENGLER E.: Geologische Karte des Sonnwendgebirges. – M. 1:10.000. – Wien: Franz Deuticke 1934. 1 Bl.

50) TELLER F.: Geologische Karte des östlichen Ausläufers der Karnischen- und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). – M. 1:75.000. – Wien: Geol. R.-A. 1895. 4 Bl. (Völkermarkt, Unter-Drauburg, Eisenkappel und Kanker, Prassberg a. d. Sann, z. T. als Blätter der „Geologischen Spezialkarte 1:75.000" erschienen.)

51) WEISSENBACH N.: Geologische Karte der Saualpe (Kärnten). – M. 1:25.000. 2 Bl. – Wien: Geol. B.-A. 1978.

52) ZACHER W.: Oberstdorf. – M. 1:100.000. – München: Bayer. Geol. L.-A. 1972. 1 Bl. (Geologische Karte von Bayern. – M. 1:100.000; Bl. 670.)

6.1.4.6. Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000.

Mit den Isanomalen der Totalintensität (als Gemeinschaftsprojekt von Bund, Bundesländern und Wirtschaft) erstellt. Dieses Kartenwerk wird seit 1979 von der Geologischen Bundesanstalt herausgegeben, wobei der Blattschnitt der Österreichischen Karte 1:50.000 entspricht. Die Karten sind transparent und enthalten keine Topographie. Bisher sind 56 Blätter erschienen.

6.1.4.7. Österreichische Bodenkarte 1 : 25.000.

Dieses Kartenwerk wird seit einigen Jahren im Auftrag des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft von der landwirtschaftlich-chemischen Bundesversuchsanstalt in Wien – Bodenkartierung und Bodenwirtschaft herausgegeben. Die Karten umfassen als Kartierungsbereich meist jeweils einen Gerichtsbezirk. Ein solcher umfaßt mehrere Blätter mit separaten Legendentafeln; dazu erscheinen Erläuterungshefte.

6.1.4.8. Kartenbeilagen in Zeitschriften, Manuskriptkarten etc.

Seit einigen Jahren wird an der Geologischen Bundesanstalt eine Datenbank mit Daten über geowissenschaftliche Karten aus dem österreichischen Bundesgebiet aufgebaut. Zur Zeit enthält hier das System GEOKART Daten von ca. 4000 Karten: meist Kartenbeilagen in Zeitschriften und Manuskripten, sowie Manuskriptkarten (z. B. unveröffentlichte Blätter 1:75.000).

Literatur: Geologische Bundesanstalt 1951–1979; SRBIK R. v. 1935, 1937; UCIK F. H. 1979; ULBRICH K. 1970.

6.2. Literaturverzeichnis

Von TILLFRIED CERNAJSEK

ABEL O.: Studien in den Tertiärablagerungen des Tullner Beckens. – Jb. Geol. R.-A. **53,** Wien 1903.

ABEL O.: Ein Lösungsversuch des Flyschproblems. – Anz. Akad. Wiss. Wien **62,** Wien 1925.

ABERER F.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzone der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradsheim. – Mitt. Geol. Ges. Wien **39–41** (1946–1948), Wien 1951.

ABERER F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien **50** (1957), Wien 1958.

ABERER F.: Bau der Molassezone östlich der Salzach. – Z. Dt. Geol. Ges. **113** (1961), Hannover 1962.

ABERER F. & BRAUMÜLLER E.: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien **49,** Wien 1958.

ABONYI A.: Main Tectonic Elements of the West Gemerides and their Relation to Sub-Tatric Nappes. – Sborn. geol. ved. R. G. **26,** Prag 1974.

AIGNER G.: Die Brachiopoden des Karbons von Nötsch im Gailtal; 1. Teil. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **67,** Graz 1930.

AIGNER G.: Die Brachiopoden des Karbons von Nötsch im Gailtal; 2. Teil. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **68,** Graz 1931, a.

AIGNER G.: Eine Graptolithenfauna aus der Grauwackenzone von Fieberbrunn in Tirol etc. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. **I, 140,** Wien 1931, b.

AIGNER G. & HERITSCH F.: Cephalopoden aus dem Unterkarbon von Nötsch. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **66,** Graz 1929.

AIGNER G. & HERITSCH F.: Das Genus Isogramma im Karbon der Südalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **102,** Wien 1931.

ALLEMANN F.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein (südwestlicher Teil). – Jb. Hist. Ver. Liecht. **56,** Schaan 1957.

ALLEMANN F., BLASER R. & SCHÄTTI H.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein, Geologie des nördlichen Gebietes. – Jb. Hist. Ver. Liecht. **51, 52,** Vaduz 1951, 1952.

ALLEMANN F., BLASER R. & SCHÄTTI H.: Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25.000. – Vaduz: Schulbücherverlag 1952.

AMEROM H. J. W. & BOERSMA M.: Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pflanzenfunden der Ostalpen Österreichs. – Carinthia **II 84,** Klagenfurt 1975.

AMEROM H. W. J., BOERSMA M. & NIEDERMAYR G.: Das permische Alter der „Karbon"-Flora von Kötschach (Kärnten – Österreich). – Carinthia **II 86,** Klagenfurt 1976.

AMPFERER O.: Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. – Jb. Geol. R.-A. **53** (1903), Wien 1904.

AMPFERER O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **96,** Wien 1918.

AMPFERER O.: Über die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger- und Thierseetales in Tirol. – Jb. Geol. St.-A. **71,** Wien 1921, a.

AMPFERER O.: Über die regionale Stellung des Kaisergebirges. – Jb. Geol. St.-A. **71,** Wien 1921, b.

AMPFERER O.: Zur Tektonik der Vilseralpen. – Verh. Geol. St.-A. **1921,** Wien 1921, c.

AMPFERER O.: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Mit einem Beitrag von B. SANDER: Zur Petrographie der Tertiären Bitumenmergel. – Jb. Geol. B.-A. **72,** Wien 1922.

AMPFERER O.: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen, 1. – Jb. Geol. B.-A. **74** (1924), Wien 1925.

AMPFERER O.: Fortschritte der geologischen Neuaufnahme von Blatt Admont-Hieflau. – Jb. Geol. B.-A. **76,** Wien 1926.

AMPFERER O.: Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. – Jb. Geol. B.-A. **80,** Wien 1930, a.

AMPFERER O.: Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. – Jb. Geol. B.-A. **80,** Wien 1930, b.

AMPFERER O.: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen i. M. 1:25.000. Mit Beitr. v. W. HAMMER. – Wien: Geol. B.-A. 1932.

AMPFERER O.: Geologischer Führer für das Kaisergebirge. – Wien: Geol. B.-A. 1933.

AMPFERER O.: Geologische Bauformen und Baufragen des Rätikongebirges. – Jb. Geol. B.-A. **84,** Wien 1934, a.

AMPFERER O.: Über das Westende der Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen. – Jb. Geol. B.-A. **84,** Wien 1934, b.

AMPFERER O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. – Wien: Geol. B.-A. 1935.

AMPFERER O.: Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung. – Jb. Geol. B.-A. **86,** Wien 1936.

AMPFERER O.: Die geologischen Hypothesen über die Formung des Talraumes zwischen Umhausen und Längenfeld im Ötztal. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **148,** Wien 1939.

AMPFERER O.: Gedanken über das Bewegungsbild des atlantischen Raumes. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abt. I, **150,** Wien 1941, a.

AMPFERER O.: Tektonische Nachbarschaft Karwendel-Sonnwend-Gebirge. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, **150,** Wien 1941, b.

AMPFERER O.: Die Eisenspitzbreccien auf dem überkippten Südrand der Lechtaldecke. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abt. I, **152,** Wien 1943.

AMPFERER O.: Über die tektonische Selbständigkeit der Inntaldecke. – Ber. Reichsamt Bodenforsch. Zweigst. Wien **1944,** Wien 1945.

AMPFERER O. & HAMMER W.: Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. – Jb. Geol. R.-A. **48** (1898), Wien 1899.

AMPFERER O. & HAMMER W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. – Jb. Geol. R.-A. **61,** Wien 1911.

AMPFERER O. & HEISSEL W.: Das östliche Karwendel. Mit geol. Kt. 1:25.000. – Innsbruck: Univ.-Verlag Wagner 1950.

ANDERLE N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenzzone. – Jb. Geol. B.-A. Wien **94,** Wien 1950.

ANDERLE N.: Hydrogeologie des Murtales. – Ber. d. wasserwirtschaftl. Rahmenpl. **12,** Graz 1969.

ANDERLE N.: Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteiles der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese. – Geologija: Razprave in Poročila **13,** Ljubljana 1970.

ANDERLE N., BECK-MANNAGETTA P. et al.: Exkursion III/5 Murau–Gurktal–Villach. – Mitt. Geol. Ges. Wien 57, Wien 1964.

ANDRUSOV D.: Karpaten-Miozän und Wiener Becken. – Petroleum **34,** Wien 1938.

ANDRUSOV D.: Neues über die Epirogenese und Orogenese

in den Westkarpaten. – Geol. Rundschau **50,** Stuttgart 1960.
ANDRUSOV D.: Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. – Bratislava: Vydavat. Slov. akad. vied. 1968.
ANGEL F.: Petrographisch-geologische Studien im Gebiete der Gleinalpe (Stmk.). – Jb. Geol. B.-A. **73,** Wien 1923.
ANGEL F.: Die Gesteine der Steiermark. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **60,** Graz 1924.
ANGEL F.: Das Gleinalpengebiet als metamorphe Einheit. – N. Jb. Min., Geol. u. Paläont. **51,** Stuttgart 1925.
ANGEL F.: Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. – Verh. Geol. B.-A. **1928,** Wien 1928.
ANGEL F.: Gesteine der Kreuzeckgruppe (Kärnten). – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **67,** Graz 1930.
ANGEL F.: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. – Jb. Univ. Graz **1940,** Graz 1940.
ANGEL F.: Der Kraubather Olivinfels- bis Serpentinkörper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe. – Fortschr. Min. Kristallogr. Petrograph. **23,** Berlin 1939.
ANGEL F. et al.: Die Magnesitlagerstätte Millstätter Alpe bei Radenthein. – Carinthia **II 63,** Klagenfurt 1953.
ANGEL F.: Retrograde Metamorphose und Diaphthorese. – N. Jb. Min. Abh. **102,** Stuttgart 1965.
ANGEL F., AWERZGER A. et al.: Die Magnesitlagerstätte Millstätter Alpe bei Radenthein. – Carinthia **II 63,** Klagenfurt 1953.
ANGEL F. & KRAJICEK E.: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. – Carinthia **II 49,** Klagenfurt 1939.
ANGEL F. & TROJER F.: Der Ablauf der Spatmagnesitmetasomatose. – Radex-Rundschau **1953,** Radenthein 1953.
ANGEL F. & TROJER F.: Zur Frage des Alters und der Genesis alpiner Spatmagnesite. – Radex-Rundschau **1955,** Radenthein 1955.
ANGEL F. & WEISS P.: Die Tuxer Magnesitlagerstätten. – Radex-Rundschau **1953,** Radenthein 1953.
ANGENHEISTER G. & BÖGEL H.: Recent Investigations of Surficial and Deeper Crustal Structures of the Eastern and Southern Alps. – Geol. Rundschau **61,** Stuttgart 1972.
ANGENHEISTER G., BÖGEL H. & MORTEANI G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza, – N. Jb. Geol. u. Paläont. Abh. **148,** Stuttgart 1975.
ANGER H.: Zur Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken (Kärnten). – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. **I, 174,** Wien 1965.
ANGERER H., HADITSCH J. G. et al.: Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **6,** H. 7/8, Innsbruck 1976.
ANGERMEIER H. O., PÖSCHL A. & SCHNEIDER H.-J.: Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit" der östlichen Chiemgauer Alpen. – Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **3,** München 1963.
ARMSTEAD CH. H. et al.: Geothermal energy. – Paris: UNESCO 1973.
ARMSTRONG R. L. & MCDOWALL W. G.: Proposed refinement of the Phanerozoic time scale. – Intern. Meeting Geochron., Cosmochron. and Isotope Geology, Abstracts, Paris 1974.
ARNOLD A. & SCHARBERT H. G.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmischen Masse in Österreich. – Schweiz. Min. Petr. Mitt. **53,** Zürich 1973.
ASSERETO R.: Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **I, 178** (1970), Wien 1971.
AUFERBAUER H.: Zur Kenntnis der Silur-Devon-Folge von Pessendellach (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A. **1972,** Wien 1972.
AVERDIECK F. R., ERLENKEUSER H. & WILLKOMM H.: Altersbestimmungen an Sedimenten des Großen Segeberger Sees. – Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst. **42,** Kiel 1972.
BACHMANN H.: Die Geologie des Raumes Oppenberg bei Rottenmann – Stmk. – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964.
BAGGIO P., BOSELLINI A. et al: Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla Scala 1:100.000; Foglio 1 Passo del Brennero & Foglio 4a Bressanone. – Roma: Serv. Geol. Italia 1969.
BALDI T. & SENEŠ J.: Miozän, Egerien. – Chronostratigraphie und Neostratotypen **5,** Preßburg 1975.
BANDAT H.: Die geologischen Verhältnisse des Köszeg (Günser)–Rechnitzer Schiefergebirges. – Földtani Szemle **1,** Budapest 1932.
BANDEL K.: Feinstratigraphische und biofazielle Untersuchungen unterdevonischer Kalke am Fuß der Seewarte (Wolayer See, Zentrale Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.-A. **112,** Wien 1969.
BANDEL K.: Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – Palaeontographica **141,** Abt. A, Stuttgart 1972.
BANDEL K.: Deep-water limestones from the Devonian-Carboniferous of the Carnic Alps, Austria. – Int. Ass. Sediment. Spec. Publ. **1,** Oxford 1974.
BANDEL K. & BECKER G.: Ostracoden aus paläozoischen pelagischen Kalken der Karnischen Alpen (Silurium bis Unterkarbon). – Senckenbergiana lethaea **56,** Frankfurt 1975.
BANNERT D.: Der Westrand der „Inntaldecke" bei Madau (Lechtaler Alpen, Nördliche Kalkalpen) – Z. Dt. Geol. Ges. **120** (1968), Hannover 1970.
BANWELL C. J.: Geothermal Power. – U. N. Seminar: Novel Power Sources for a Power Hungry World, Baltimore 1973.
BARBIER E. & FANELLI M.: Overview of Geothermal Exploration and Development in the World. – Pisa: Consiglio Nazionale delle Ricerche 1973.
BARNEA J.: World Energy Supplies Conference. – London 1973.
BARTH W.: Die Geologie der Hochkalter Gruppe in den Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **131,** Stuttgart 1968.
BAUBERGER W.: Zur Geologie des bayerischen Gebietes östlich der Osterach von Bad Obersdorf bis zum Giebel. – Geol. Jb. Beih. **48,** Hannover 1963.
BAUER F.: Der Kalkalpenbau im Bereich des Krems- und Steyrtales in Oberösterreich. – In: Skizzen zum Antlitz der Erde (L. Kober-Festschrift), Wien: Hollinek 1953.
BAUER F.: Neue Fundpunkte von Serpentin und verwandten Gesteinen aus dem Flysch SE Kirchdorf an der Krems (O.Ö.). – Verh. Geol. B.-A. **1955,** Wien 1955.
BAUER F.: Karsthydrologische Untersuchungen im Schneealpenstollen in den steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. – Steir. Beitr. Hydrogeol. **21,** Graz 1969.
BAUER F. K.: Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. – Jb. Geol. B.-A. **113,** Wien 1970.
BAUER F. K.: Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken. – Veröff. Univ. Innsbruck **86** (Heißel-Festschrift), Innsbruck 1973.
BAUER F. K.: Bericht 1976 über Aufnahmen in den Südkarawanken östlich des Loiblpasses auf Blatt 211, Windisch Bleiberg. – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.
BAUER F. K., LOACKER H. & MOSTLER H.: Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg. – Veröff. Univ. Innsbruck **13** = Alpenkdl. Stud. **6,** Innsbruck 1969.
BAUER F. K. & SCHERMANN O.: Über eine Pechblende-Gold-Paragenese im Bergbau Mitterberg (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971.
BAUMANN M., HELBIG P. & SCHMIDT K.: Die Steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales (Ötztaler Alpen). – Jb. Geol. B.-A. **110,** Wien 1967.
BAUMGARTNER W.: Analyse und Interpretation des Baues der Frankenfelser Decke (südlich St. Pölten, Österr.) – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **23,** Wien 1976.

BEARTH P. et al.: Erläuterungen zu Blatt 423 Scaletta. – Geol. Atlas d. Schweiz 1:25.000, Bl. **423,** Bern 1935.

BECHSTÄDT T.: Zyklotheme im hangenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). – Veröff. Univ. Innsbruck **86** (Heißel-Festschrift), Innsbruck 1973.

BECHSTÄDT T.: Lead-zinc ores dependent on cyclic sedimentation (Wetterstein-limestone of Bleiberg-Kreuth, Carinthia, Austria). – Mineral. Deposita **10,** Berlin 1975, a.

BECHSTÄDT T.: Sedimentologie und Diagenese des Wettersteinkalkes von Bleiberg-Kreuth. Ein Hinweis zur Genese der Blei-Zink-Erze. – Berg-Hüttenmänn. Mh. **120,** Leoben 1975, b.

BECHSTÄDT T.: Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **149,** Stuttgart 1975, c.

BECHSTÄDT T.: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – Jb. Geol. B.-A. **121,** Wien 1978.

BECHSTÄDT T. & BRANDNER R.: Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser- und Olanger Dolomiten, Südtirol). – Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, Festbd. Geol. Inst., 300-Jahrfeier Univ. Innsbruck, Innsbruck 1971.

BECHSTÄDT T., BRANDNER R. & MOSTLER H.: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. – Geol. Rundschau **65,** Stuttgart 1976.

BECHSTÄDT T., BRANDNER R. et al: Middle Triassic Paleotectonics of the Eastern and Southern Alps. – Geodynamics and Geotraverses around the Alps, Abstracts, 2–3, Salzburg und München 1977.

BECHSTÄDT T., BRANDNER R. et al: Aborted Rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **156,** Stuttgart 1978.

BECHSTÄDT T. & MOSTLER H.: Fossillagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). – „Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias", Symposium Wien, Mai 1973. – Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss. **2,** Wien 1974.

BECHSTÄDT T. & MOSTLER H.: Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **127,** Hannover 1976.

BECK H.: Berichte über das Blatt Mölltal (5250) 1929–1939. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1930–1939.

BECKE F.: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **N. F. 4,** Wien 1882.

BECKE F., HIMMELBAUER A. et al.: Das niederösterreichische Waldviertel. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **N. F. 32,** Wien 1913.

BECKER B.: Möglichkeiten für den Aufbau einer absoluten Jahrringchronologie des Postglazials anhand subfossiler Eichen aus Donauschottern. – Ber. Dt. Bot. Ges. **85,** Stuttgart 1972.

BECKER B.: Beiträge zur postglazialen Landschaftsentwicklung des Donautales. – In: Beitr. zur Quartär- und Landschaftsforschung, Wien: Ferdinand Hirt 1978.

BECKER L. P.: Die Geologie des Gebietes um das Bauleiteck-Süßleiteck, Schladminger Tauern, Steiermark. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **103,** Graz 1973.

BECKER L. P.: Weitere Ergebnisse zur Geologie des nordöstlichen Stubalpenrandes. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum **35,** Graz 1975.

BECKER L. P.: Gefügetektonische Studien an pegmatoiden Gneisen mit Plattengneistextur aus dem Gebiet östlich des Wölker Kogels (Stubalm, Steiermark). – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **106,** Graz 1976.

BECKER L. P.: Zum geologischen und tektonischen Aufbau des Stubalpenzuges (Steiermark) mit einem Vergleich seiner Position zur nordöstlichen Saualpe (Kärnten). – Carinthia **II 87,** Klagenfurt 1977.

BECKER L. P. & SCHUMACHER R.: Metamorphose und Tektonik in dem Gebiet zwischen Stub- und Gleinalpe, Stmk. – Mitt. Geol. Ges. Wien **65** (1972), Wien 1973.

BECK-MANNAGETTA P.: Die Geologie des Einzugsgebietes der Laßnitz (Weststeiermark). – Mitt. Alp. geol. Ver. **34** (1941), Wien 1942.

BECK-MANNAGETTA P.: Zur Tektonik des Stainzer- und Gamser Plattengneises in der Koralpe (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A. **90** (1945), Wien 1947.

BECK-MANNAGETTA P.: Die „wurzellose" venitische Metamorphose des Koralpenkristallins. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **86,** Wien 1949.

BECK-MANNAGETTA P.: Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. – Jb. Geol. B.-A. **94** (1949–51), Wien 1950.

BECK-MANNAGETTA P.: Über den Bau der Koralpe. – Karinthin **24,** Knappenberg 1953, a.

BECK-MANNAGETTA P.: Die eiszeitliche Vergletscherung der Koralpe (Alpen-Ostrand). – Z. Gletscherkde. u. Glazialgeol. **2,** Innsbruck 1953, b.

BECK-MANNAGETTA P.: Notizen über die jüngeren Ablagerungen des unteren Lavanttales. – Verh. Geol. B.-A. **1954,** Wien 1954, a.

BECK-MANNAGETTA P.: Rückformung einer Mulde im Gipfelgebiet der Koralpe. – Mitt. Geol. Ges. Wien **45** (1952), Wien 1954, b.

BECK-MANNAGETTA P.: Aufnahmen 1954, 1955, 1956, 1957 im Bezirk St. Veit/Glan. – Verh. Geol. B.-A. **1955, 1956, 1957, 1958,** Wien 1955–1958.

BECK-MANNAGETTA P.: Zum Bau des Beckens des unteren Lavanttales. – Verh. Geol. B.-A. **1959,** Wien 1959, a.

BECK-MANNAGETTA P.: Übersicht über die Östlichen Gurktaler Alpen. – Jb. Geol. B.-A. **102,** Wien 1959, b.

BECK-MANNAGETTA P.: Die Stellung der Gurktaler Alpen im Kärntner Kristallin. – Int. Geol. Kongr., **XXI** Sess. Norden, Pt. **XIII,** Copenhagen 1960.

BECK-MANNAGETTA P.: Die „venoide" Genese der Koralpengneise. – Mitt. Abt. Min. Joanneum **1967,** Graz 1967, a.

BECK-MANNAGETTA P.: Über das Westende der Pannonischen Masse. – Mitt. Geol. Ges. Wien **59** (1966), Wien 1967, b.

BECK-MANNAGETTA P.: Über das Kristallin der Koralpe (Ostalpen) (Vortragsbericht). – Časopis min. geol. **13,** Praha 1968.

BECK-MANNAGETTA P.: Versuch einer tektonischen Gliederung der östlichen Zentralzone der Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl. **106,** Wien 1969.

BECK-MANNAGETTA P.: Der geologische Aufbau des Steirischen Anteils der Koralpe. – Ber. Wasserwirtsch. Rahmenpl. Stmk. **31,** Graz 1975.

BECK-MANNAGETTA P.: Bericht 1975 über Aufnahmen im Kristallin der Koralpe auf den Blättern 188, Wolfsberg und 189, Deutschlandsberg. – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976, a.

BECK-MANNAGETTA P.: A Keleti – Alpok szerkezete és fejlödése, tekintettel Nyugatmgyaror-szágra. – Általános Földtani Szemle No. **9,** Budapest 1976, b.

BECK-MANNAGETTA P. et al: Zur Geologie und Paläontologie des unteren Lavanttales. – Jb. Geol. B.-A. **95,** Wien 1952.

BECK-MANNAGETTA P. et al: Erläuterungen zur Geologischen und zur Lagerstätten-Karte 1:1,000.000 von Österreich. – Wien: Geol. B.-A. 1966.

BECK-MANNAGETTA P. & HOFER F.: Zur Deutung der Eklogite im Koralpen-Kristallin (Zentralalpen). – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 7,** Wien 1961.

BECK-MANNAGETTA P. & PREY S.: Austrian Eastern Alps. – In: Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. – Bratislava: Geol. Úst. D. Štura 1974.

BEHRENS M.: 1973 Schwermineralverteilungen und Sedi-

mentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). – Jb. Geol. B.-A. **116,** Wien 1973.

BELTEKY L.: Development and Utilization of Thermal Waters in Hungary. – Geothermics **1,** Pisa 1972.

BEMMELEN van R. W.: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). Erster Teil. – Jb. Geol. B.-A. **100,** Wien 1957.

BEMMELEN van R. W.: Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). Zweiter Teil: Die zentralen Gailtaler Alpen. – Jb. Geol. B.-A. Wien **104,** Wien 1961.

BEMMELEN van R. W.: Tektonische Probleme der östlichen Südalpen. – Geologija: Razprave in Poročila **13,** Ljubliana 1970.

BEMMELEN van R. W. & MEULENKAMP J. E.: Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich). (Dritter und letzter Teil). Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A. Wien **108,** Wien 1965.

BENDA L.: Geologie der Eisenberggruppe. – Acta Sabariensia, Szombathely 1929.

BERAN A.: Mikrosondenuntersuchungen von Ankeriten und Sideriten des Steirischen Erzberges. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 22,** Wien 1975.

BERÁNEK B. & ZÁTOPEK A.: On the Crustal Structure in Czechoslovakia and the east-Alpine Region. – Trans. ESC Gen. Ass. Brasov 1972, Inst. of Geol. and Geogr., Techn. and Econ. Studies, Ser. **D.** No. **10,** Bukarest 1975.

BERGER W.: Lebensbilder aus der Vorzeit Österreichs. I. Der Steinkohlenwald der Semmering-Grauwacke. – Natur und Land **36,** Wien 1950.

BERNHARD J.: Die Mitterberger Kupferkieslagerstätte. – Jb. Geol. B.-A. **109,** Wien 1965.

BERNOULLI D. & JENKYNS H. C.: A Jurassic Basin: The Glasenbach Gorge, Salzburg, Austria. – Verh. Geol. B.-A. **1970,** Wien 1970.

BERRY W. B. N. & BOUCOT A. J.: Continental Stability – a Silurian point of view. – J. geophys. res. **72,** Washington D. C. 1967.

BERTLE H.: Kurze Mitteilung über ein NNW-SSE streichendes Lineament zwischen Lechtal und Klosters. – Verh. Geol. B.-A. **1970,** Wien 1970, a.

BERTLE H.: Steinbruch Dopplerhütte. Ein Beispiel der Verformung geologischer Körper vor den Toren Wiens. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **19,** Wien 1970, b.

BERTLE H.: Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **22,** Wien 1972.

BERTLE, H., LEIN R. & PIRKL H. R.: Der Deckenbau in Luitpoldzone und Bärgündele. – Mitt. Geol. Ges. Wien **62** (1969), Wien 1970.

BESANG C., HARRE W. et al: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). – Geol. Jb. **86,** Hannover 1968.

Betonzuschläge aus natürlichen Vorkommen: Eigenschaften, Prüfung und Abnahme. – ÖNORM **B 3304,** Wien 1969.

BIANGARDI S.: Die Anwendung der Netzplantechnik für die Planung der Aufschlußarbeiten im Westfeld des Kupferbergbaues Mitterberg. – Erzmetall **23,** Stuttgart 1970.

BINDER H.: Bemerkenswerte Molluskenfaunen aus dem Pliozän und Pleistozän von Niederösterreich. – Beitr. Paläont. Österr. **3,** Wien 1977.

BIRKENMAJER K.: Remarks on the Geology of the Grestner Klippenzone, Voralpen (Austria). – Bull. Acad. Polon. Sci., Série sci., géol. et géogr. **IX,** Kraków 1961.

BIRKENMAJER K.: Remarks on the Geology of the Pieninische Klippenzone near Vienna (Austria). – Bull. Acad. Polon. Sci., Série sci., géol. et géogr. **X,** Kraków 1962.

BITTERLI P.: Studien an bituminösen Gesteinen aus Österreich und benachbarten Gebieten. – Z. Bohrtechnik **78,** Wien–Hamburg 1962.

BLIND W.: Die Ammoniten des Lias alpha aus Schwaben, vom Fonsjoch und Breitenberg (Alpen) und ihre Entwicklung. – Palaentographica **121.** Abt. A, Stuttgart 1963.

BLUMENTHAL M.: Die Allgäu-Decke in den Bergen des Großen Walsertales (Vorarlberg). – Eclogae Geol. Helv. **29,** Basel 1936. a.

BLUMENTHAL M.: Der Sedimentzug der Tschaggunser Mittagspitze und die Gliederung des oberostalpinen Deckenkernes im Vorarlberger Rätikon. – Jb. Naturforsch. Ges. Graubünden **74,** Chur 1936. b.

BLUMRICH J.: Die Wirtatobelkohle. – Montfort. **3,** Bregenz 1948.

BOBEK M. & SCHMIDT R.: Pollenanalytische Untersuchungen von Seebohrkernen des nordwestlichen Salzkammergutes und Alpenvorlandes. Ein Beitrag zur spätglazialen bis mittelpostglazialen Vegetations- und Klimageschichte. – Linzer biol. Beitr. **7,** Linz 1975.

BODEN K.: Geologisches Wanderbuch für die bayerischen Alpen. – Stuttgart: Enke 1930.

BÖGEL H.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Puiten-Tal und Buchener Sattel im Süden des Wetterstein-Hauptkammes (Tirol). – München 1958. Unveröff. Dipl.-Arb., Geol. Inst., Techn. Hochsch. München.

BÖGEL H.: Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seiner Umrahmung, – Jb. österr. Alpenver. **1960,** Innsbruck 1960.

BÖGEL H.: Beitrag zum Aufbau der Reiteralm-Decke und ihrer Umrandung (Berchtesgadner Alpen). – München 1971. Diss.-Auszug, Fak. Allg. Wiss., Techn. Univ. München.

BÖGEL H.: Zur Literatur über die „Periadriatische Naht". – Verh. Geol. B.-A. Wien **1975,** Wien 1975.

BÖGEL H. (Hrsg.): Geodynamics and Geotraverses around the Alps. Abstracts. Meeting 28. 2.–1. 3. 1977 in Salzburg. – Salzburg, München 1977.

BÖGEL H., FROH J. et al: Die tektonische Stellung der Reiteralm Masse. – Int. Sympos. „Geodynamik der Ostalpen", München – Salzburg 1975.

BÖGEL H. & SCHMIDT K.: Kleine Geologie der Ostalpen. – Thun: Ott 1976.

BÖHM A.: Die Gesteine des Wechsels. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **N. F. 5,** Wien 1883.

BOIGK H.: Zum Bau der Grazer Decken. – Z. Dt. Geol. Ges. **102** (1950), Hannover 1951.

BOLLI H.: Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. – Eclogae Geol. Helv. **37,** Basel 1944.

BOLZ H.: Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) etc., 1: Ostracoden der Zlambach-Schichten, besonders Bairdiidae. – Senckenbergiana lethaea **52,** Frankfurt/M. 1971.

BORCHERT H.: Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik. – Geol. Rundschau **50,** Stuttgart 1961.

BOROVICZÉNY F. & ALKER A.: Das Leukophyllitvorkommen von Kleinfeistritz bei Weißkirchen. – Min. Mittbl. Joanneum **2,** Graz 1961.

BORSI S., DEL MORO A. et al: Metamorphic Evolution of the Austridic Rocks to the South of the Tauern Window (Eastern Alps): Radiometric and geopetrologic data. – Mem. Soc. Geol. It. **12** (1973), Pisa 1973.

BORTENSCHLAGER S.: Der pollenanalytische Nachweis von Gletscher- und Klimaschwankungen in Mooren der Ostalpen. – Ber. Dt. Bot. Ges. **85,** Stuttgart 1972.

BORTENSCHLAGER S.: Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols. II. Raum Kitzbühl (Österreich). – Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck **63,** Innsbruck 1976.

BOSELLINI A.: Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias etc. – Mem. Mus. Storia nat. Venezie trident. **15,** Trento 1965.

BOUCOT A. J., BERRY W. B. N. & JOHNSON J. G.: The crust of the earth from a lower Paleozoic point of view. – In: The History of the Earth's Crust (PHINNEY R. A., Hrsg.). – New York: Princeton Univ. Press 1968.

BOUMA A. H.: Sedimentology of some Flysch Deposits. – Amsterdam: Elsevier 1962.

BRACK W., TROLL G. et al.: Geochronological Investigations in the „Altkristallin" of Eastern Tyrol. – In: Geodynamics and geotraverses around the Alps (BÖGEL H., Hrsg.). – Salzburg etc. 1977.

BRANDECKER H.: Hydrogeologie des Salzburger Beckens. – Steir. Beitr. Hydrogeol. **26,** Graz 1974.

BRANDNER R.: „Südalpines" Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug) (ein Beitrag zur alpin-dinarischen Grenze). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **21,** Innsbruck 1972.

BRANDNER R.: Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbr. **8,** Innsbruck 1978.

BRAUMÜLLER E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und dem Rauristal. – Mitt. Geol. Ges. Wien **30,** Wien 1939.

BRAUMÜLLER E.: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad-Hall. – Erdöl-Z. **75,** Wien–Hamburg 1959.

BRAUMÜLLER E.: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. – Erdöl-Z. **77,** Wien–Hamburg 1961.

BRAUMÜLLER E. & PREY S.: Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. – Ber. R.-A. Bodenf. **1943,** Wien 1943.

BRIEGLEB D.: Geologie der Magnesitlagerstätten am Sattlerkogel in der Veitsch, Steiermark. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **116,** Wien 1971.

BRINKMANN R.: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. – Sitzungsber. Preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl. **27,** Berlin 1934.

BRINKMANN R.: Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg **15,** Hamburg 1935, a.

BRINKMANN R.: Bericht über vergleichende Untersuchungen in den Gosaubecken der östlichen Nordalpen. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, **144,** Wien 1935, b.

BRINKMANN R.: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. – Sitzungsber. Preuß. Akad. Wiss. **31,** Berlin 1936.

BRIX F.: Beiträge zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches auf Grund von Nannofossilien. – Erdöl-Z. **77,** Wien–Hamburg 1961.

BRIX F.: On the stratigraphy and lithology of the Flysch Zone in the surroundings of the Hagenbach-Valley (Northern Vienna Woods, Austria). – Rocznik Polsk. Tow. Geol. **39,** Kraków 1969.

BRIX F.: Der Raum von Wien im Laufe der Erdgeschichte. Die Reichtümer unseres Heimatbodens (Nutzbare Bodenschätze auf Wiener Stadtgebiet). – In: Naturgeschichte Wiens **1,** Wien–München: Jugend und Volk 1970, a.

BRIX F.: Die Entstehung der Steine und der Landschaft. – In: Naturgeschichte Wiens **1,** Wien–München: Jugend und Volk 1970, b.

BRIX F.: Geologie, Hydrologie, Bodenkunde und die Entwicklung der Wiener Stadtlandschaft. – In: Naturgeschichte Wiens **4,** Wien 1974.

BRIX F. & GÖTZINGER K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963. Teil I: Zur Geologie der Beckenfüllung und des Untergrundes. – Erdöl-Z. **80,** Wien–Hamburg 1964.

BRIX F., KRÖLL A. & WESSELY G.: Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. – Erdöl-Z. **93,** Wien–Hamburg 1977.

BROWN D. W., SMITZ M. C. & POTTER R. M.: A New Method für Extracting Energy from „Dry" Geothermal Reservoirs. – LA-DC-1157, Los Alamos, New Mexico 1972.

BUCHTA H., LEUTNER R. & WIESENEDER H.: The extractable organic Matter of Pelite and Carbonate Sediments of the Vienna Basin. – Sixth World Petr. Congress, Proceedings Sect. 1, Frankfurt/Main 1963.

BÜCHI U. P. & TRÜMPY R.: Bemerkungen zum geologischen Profil längs der Geotraverse Basel–Chiasso. – Schweiz. Min. Petr. Mitt. **56,** Zürich 1976.

BÜCHNER K.-H.: Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (Ober-Stmk. Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **22** (1973), Wien 1974.

BUGGISCH W.: Die Bellerophonschichten der Reppwand (Gartnerkofel), Oberperm, Karnische Alpen. – Untersuchungen zur Fazies und Geochemie. – Carinthia **II 84,** Klagenfurt 1975.

BUGGISCH W., FLÜGEL E. et al: Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. – Geol. Rundschau **65,** Stuttgart 1976.

BUGGISCH W., KLEINSCHMIDT G. & LÜTKE F.: Die Einstufung von altpaläozoischen Kalken im Sausal und Remschnigg (Steiermark, Österreich) aufgrund von Conodonten.-N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1975,** Stuttgart 1975.

Bundesanstalt für Bodenforschung: Datierungsbericht Nr. 5/67 samt Nachträgen (unveröffentlicht). Zwischenbericht über K/Ar- und Rb/Sr-Datierungen von Gesteinen aus dem ostbayerisch-österreichischen Kristallin. / H. R. v. GÄRTNER, W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ und P. MÜLLER, Hannover 1967. (Bibliothek d. Geol. B.-A., Wiss. Archiv, Nr. A 04996 – R.)

Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung: Konzept für die geowissenschaftliche und geotechnische Forschung in Österreich. – Wien: BM f. W. u. F. 1973.

BUNZA G. & KOZUR H.: Beiträge zur Ostracodenfauna der tethyalen Trias. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **1,** H. 2, Innsbruck 1971.

BUSER S.: Der tektonische Bau des slowenischen Teiles der Karawanken zwischen Jezersko und Jesenice. – 2. Symposium über die Geologie der Karawanken. 23.–25. Mai 1969, Ljubljana: Slovensko Geol. Društvo 1969.

BUSER S.: Die Entwicklung der Triasschichten in den westlichen Karawanken. – „Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias", Symposium Wien, Mai 1973 – Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss. **2,** Wien 1974.

CADISCH J., BEARTH P. & SPAENHAUER F.: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000. Blatt 420 Ardez und Teile von Blatt 416 bis Groß Litzner, Bern: Geol. Komm. Schweiz. Naturf. Ges. 1941.

CADISCH J., EUGSTER H. & WENK E.: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000. Blatt **44.** Scuol-Schuls-Tarasp, Bern: Schweiz. Geol. Komm. 1968.

CANAVAL R.: Das Erdbeben von Gmünd am 5. November 1881. – Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. **I, 86,** Wien 1882.

CANTELLI C., MANZONI M. & VAI G. B.: Ricerche geologiche preliminari sui terreni paleozoici attraversati della galleria del Passo di M. Croce Carnico (Plöcken). Nota I: dalla progressiva 0 alla progressiva 1000 del tratto italiano. – Boll. Soc. It. **84,** Roma 1965.

CAPUTO M. & POSTPISCHL D.: Contour Mapping of Seismic Areas by Numerical Filtering and Geological Implications. Documents presented by the Italian Delegation. – In: Intergovernmental Conf. on the Assessment and Mitigation of Earthquake Risk. – Paris: UNESCO 1976.

CARLÈ W.: Kohlensäure, Erdwärme und Herdlage im Uracher Vulkangebiet und seiner weiteren Umgebung. – Z. Dt. Geol. Ges. **110** (1958), Stuttgart 1958/59.

CARLONI G. C.: Formazione del basamento. – In: Note illustrative della Carte Geologica d'Italia, Fogli 4c–13 Monte Cavallino-Ampezzo. – Rom: Servicio Geologico d'Italia 1971.

CEPEK A. G.: Information über den Stand der stratigraphischen Gliederung des Quartärs in der Deutschen Demokratischen Republik. – Quaternary Glaciations in the

Northern Hemisphere, IUGS Project 73/24, Report **2**, Prag 1975.
CERNY I.: Zur Fazies- und Blei/Zink-Verteilung im „Anis" der Karawanken. – Carinthia **II 87**, Klagenfurt 1977.
CERNY I.: Geochemie „anisischer" Sedimentgesteine in den Nordkarawanken (Raum Eisenkappel, Kärnten). – Carinthia **II 88**, Klagenfurt 1978.
CHANNEL J. E. T., D'ARGENIO B. & HORVÁTH F.: Adria, the african promontory, in mesozoic mediterranean palaeogeography. – Earth Science Reviews **15**, Amsterdam 1979.
CHLUPAČ I.: Fortschritte in der Stratigraphie des Mährischen (Ostsudetischen) Devons. – Geol. Rundschau **54**, Stuttgart 1965.
CHLUPAČ I.: Einige Erkenntnisse aus Vergleichsstudien des Paläozoikums der Ostalpen. – Čas. mineral. geol. **16**, Prag 1971.
CHLUPAČ I. (mit Beiträgen von JAEGER H. und ZIKMUNDOVY J.): The Silurian-Devonian Boundary in the Barrandian. – Bull. Canad. Petrol. Geol. **20**, Calgary 1972.
CHLUPAČ I.: Barrandian. – In: The Silurian-Devonian Boundary. – IUGS Series **A**, No. **5**, Stuttgart 1977.
CHOROWICZ J. & GEYSSANT J.: La paléofaille transformante Split-Karlovac-Vienne, introduction à un modèle d'évolution des chaines Alpines de l'Europe moyenne. – Revue géograph. phys. et de géol. dyn. **18**, Paris 1976.
CHRISTA E.: Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. – Jb. Geol. B.-A. **81**, Wien 1931.
CIVRAN G. et al: Chemische und petrographische Untersuchungen an der Braunkohle des Hausruck in Oberdonau. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. **I**, **152**, Wien 1943.
CLAR E.: Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **63**, Graz 1927.
CLAR E.: Über die Geologie des Serpentinstockes von Kraubath und seiner Umgebung. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **64/65**, Graz 1929.
CLAR E.: Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. – N. Jb. Miner., Beil.-Bd. **74**, Abt. B, Stuttgart 1935.
CLAR E.: Von der Tarntaler Breccie (Lizum). – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. **I 149**, Wien 1940.
CLAR E.: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. – Verh. Geol. B.-A. **1953**, Wien 1953.
CLAR E.: Bemerkungen zur Entstehungsfrage der kalkalpinen Pb-Zn-Erzlagerstätten. – Mitt. Geol. Ges. Wien **48** (1955), Wien 1956.
CLAR E.: Zum Bewegungsbild der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sonderh. **G**, Wien 1965.
CLAR E.: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variszischen Gebirges in den Ostalpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **122**, Hannover 1971.
CLAR E.: Anmerkungen über weitere Vorkommen von Prebichlschichten. – Verh. Geol. B.-A. **1972**, Wien 1972.
CLAR E.: Review of the Structure of the Eastern Alps. – In: Gravity and Tectonics (JONG K. de & SCHOLTEN E., Hrsg.). – New York: Wiley 1973.
CLAR E.: Die Stellung der Saualpe im Rahmen der Ostalpen. – Clausth. geol. Abh. Sdb. **1**, Clausthal 1975.
CLAR E.: Vom Variscischen Gebirge im Raume der Ostalpen. – Nova Acta Leopoldina N. F. **45**, No. **224**, Halle 1976.
CLAR E., CLOSS A. & HERITSCH F.: Die geologische Karte der Hochlantschgruppe in Steiermark. 1:25.000. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **64/65**, Graz 1929.
CLAR E., FRITSCH W. et al: Die Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI. – Carinthia **II 73**, Klagenfurt 1963.
CLAR E. & MEIXNER H.: Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. – Carinthia **II 63**, Klagenfurt 1953.
CLIFF R. A.: The Age of Tonalites in the South-East Tauernfenster Austrian Alps – Rubidium/Strontium whole Rock ages on some associated Leucogranites. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1968**, Stuttgart 1968.
CLIFF R. A.: Geological Studies of the South East Corner of the Tauern Window, Austria. – Diss., Univ. Coll., Oxford 1968.
CLIFF R., HOLZER H. F. & REX D.: The Age of the Eisenkappel Granite, Carinthia and the History of the Periadriatic Lineament. – Verh. Geol. B.-A. **1974**, Wien 1975.
CLIFF R. A., NORRIS R. J. et al: Structural, metamorphic and geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A. **114**, Wien 1971.
CLIFF R. A. & REX D. C.: Mineral Ages from Austro-Alpine Nappe, in the Defereggen Mountains, East-Tyrol, Austria. – Ann. Report Res. Inst. African Geol. **20**, Leeds 1976.
CLOOS H.: Die Kartierung des Grundgebirges in Südwestafrika. Mit Beobachtungen zur Tiefentektonik von Faltengebirgen. – Geol. Rundschau **26**, Berlin 1935.
CLOOS H.: Einführung in die Geologie. Ein Lehrbuch der Inneren Dynamik. – Berlin: Borntraeger 1936.
CLOSS A.: Das Kammgebiet der Koralpe. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **63**, Graz 1927.
COCKS L. R. M. & MCKERROW W. S.: Brachiopod distribution and faunal provinces in the Silurian and Lower Devonian. – In: Organism and continents trough time, a symposium (HUGHES N. F., Hrsg.). – Spec. Pap. in Palaeontology **12**, London 1973.
COLINS E., HOSCHEK G. & MOSTLER H.: Arbeitsbericht über das Jahr 1976. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), Jahresbericht **1976**, Bericht **5** = Z.-Anst. Meteorol. Geodyn. Publ. **221**, Wien 1977.
COLINS E. & NACHTMANN W.: Die permotriadische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **4**, H. 2, Innsbruck 1974.
COMMENDA H.: Übersicht und Ergebnisse der sinnfälligen Erdbebenbeobachtungen in Oberösterreich, insbesondere seit 1873, I. u. II. – Heimatgaue **14**, Linz: R. Pirngruber 1934.
CORNELIUS H. P.: Die krystallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) und ihre Umgebung. – Mitt. Geol. Ges. Wien **14** (1921), Wien 1922.
CORNELIUS H. P.: Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. – Geol. Rundschau **16**, Berlin 1925.
CORNELIUS H. P.: Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. – Geol. Arch. **4**, München 1926.
CORNELIUS H. P.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes 1:25.000, Wien: Geol. B.-A. 1936, a.
CORNELIUS H. P.: Eruptivgesteine in den Werfener Schichten der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1936**, Wien 1936, b.
CORNELIUS H. P.: Das Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone. – Mitt. Reichsstelle Bodenforsch. Zweigst. Wien **2**, Wien 1941.
CORNELIUS H. P.: Zur Kleintektonik des Unterengadiner Fensters. – Ber. Reichsamt Bodenforsch. **1942**, Wien 1942.
CORNELIUS H. P.: Gibt es eine alpin-dinarische Grenze? – Mitt. Geol. Ges. Wien **36–38**, Wien 1949.
CORNELIUS H. P.: Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. **I**, **159**, Wien 1950.
CORNELIUS H. P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. – Jb. Geol. B.-A. Sbd. **2**, Wien 1951.
CORNELIUS H. P.: Die Geologie des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1:75.000). – Jb. Geol. B.-A. Sbd. **4**, Wien 1952, a.
CORNELIUS H. P.: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzer Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien **42–43** (1949–50), Wien 1952, b.
CORNELIUS H. P. & CLAR E.: Geologie des Großglocknerge-

bietes. – Abh. Reichsstelle Bodenforsch., Zweigst. Wien **25,** Wien 1939.

CORNELIUS H. P. & CORNELIUS-FURLANI M.: Einige Beobachtungen über das Serpentinvorkommen von Kilb am niederösterreichischen Alpenrand. – Verh. Geol. B.-A. **1927,** Wien 1927.

CORNELIUS H. P. & FURLANI-CORNELIUS M.: Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepaß. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **102** (1930), Wien 1931.

CORNELIUS H. P. & PLÖCHINGER B.: Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. – Jb. Geol. B.-A. **95,** Wien 1952.

CORNELIUS-FURLANI M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **I, 162,** Wien 1953.

CORNELIUS-FURLANI M.: Gedanken zur tektonischen Stellung der Lienzer Dolomiten in Osttirol (Österreich). – Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau etc. **1960** (Kraus-Festschrift), Berlin 1960.

CUSTODIS A., JACOBSHAGEN V. et al: Zur Geologie der Allgäuer Alpen zwischen Grünten und Hochvogel. – In: Max Richter-Festschrift, Clausthal 1965.

CUSTODIS A. & SCHMIDT-THOMÉ P.: Geologie der Bayerischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. – N. Jb. Min. etc., Abt. B. Beil. – Bd. **80,** Stuttgart 1939.

CZERMAK F.: Zur Kenntnis der ersten Fossilfunde vom steirischen Erzberg nebst einigen Beobachtungen über petrographische Verhältnisse und Fossilführung des Sauberger Kalkes. – Jb. Geol. B.-A. **81,** Wien 1931.

CZERMAK F.: Zur Kenntnis der Störungszone von Kleinlobming bei Knittelfeld. – Verh. Geol. B.-A. **1932,** Wien 1932.

CZERMAK F.: Neue Funde von Paramorphosen nach Andalusit im Gebiet der Koralpe, Steiermark und Kärnten. – Zentralbl. f. Min. etc. **1938,** Abt. **A,** Stuttgart 1938.

CZERMAK F. & SCHADLER J.: Vorkommen des Elementes Arsen in den Ostalpen. – Tscherm. Min. Petrograph. Mitt. **N. F. 44,** Leipzig 1933.

CZURDA K.: Fazies und Stratigraphie obertriadischer Megalodontenvorkommen der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1973,** Wien 1973, a.

CZURDA K.: Parameter und Prozesse der Bildung bituminöser Karbonate (Bituminöser Hauptdolomit). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **21,** Innsbruck 1973, b.

CZURDA K. & NICKLAS L.: Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). – In: Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, Innsbruck 1970.

DA COSTA L. A. M.: Structural Evolution of the Southern Part of the „Rastenberg" Pluton, Bohemian Massif, Lower Austria. – Verh. Geol. B.-A. **1966,** Wien 1966.

DAHLKAMP F. J.: Die Geologie und Petrographie des Ameringgebietes in der Stubalpe. – Graz 1957, Diss. Univ. Graz.

DAL PIAZ G. B.: Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regione limitrofe. – Mem. Ist. Geol. Univ. Padova **10,** Padova 1934.

DANK V. & BODZAY I.: Geohistorical Background of the Potential Hydrocarbon Reserves in Hungary. – Acta Universitatis Szegediensis **1971,** Szegedin 1971.

DAURER A.: Das Moldanubikum im Bereich der Donaustörung zwischen Jochenstein und Schlögen (Oberösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **23,** Wien 1976.

DAURER A.: Bericht 1976 über petrographische Untersuchungen an den Idalp-Ophiolithen im Fimbertal. – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.

DAURER A. & SCHÖNLAUB H. P.: Anmerkung zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. – Mitt. Österr. Geol. Ges. **69** (1976), Wien 1978.

DAVIS G. H., GATTINGER T. E. et al: Jahreszeitliche Schwankungen des Tritiumgehaltes von Grundwässern des Wiener Beckens. – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976.

DAVIS G. L. & SCHREYER W.: Altersbestimmungen an den Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. – Geol. Rundschau **52,** Stuttgart 1962.

DEBELMAS J.: Les Alpes et la Théorie des plaques. – Revue Géogr. phys. et de Géol. dyn. **17,** Paris 1975.

DEL NEGRO W.: Geologie von Salzburg. – Innsbruck: Tiroler Graphik 1950.

DEL NEGRO W.: Zur Geologie der Gaisberggruppe. – Mitt. Naturwiss. Arb.-Gem. Haus Natur Salzburg **9,** Salzburg 1958.

DEL NEGRO W.: Zur Herkunft der Hallstätter Gesteine in den Salzburger Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1968,** Wien 1968.

DEL NEGRO W.: Salzburg. – 2. Aufl. – Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, Wien: Geol. B.-A. 1970.

DEL NEGRO W.: Zur tektonischen Stellung des Hohen Göll (Salzburger Kalkalpen). – Verh. Geol. B.-A. **1972,** Wien 1972.

DEL NEGRO W.: Abriß der Geologie von Österreich. – Wien: Geol. B.-A. 1977 (Bundesländerserie).

DEL NEGRO W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1:50.000. – Wien: Geol. B.-A. 1979.

DEUTSCH A.: Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich). – Jb. Geol. B.-A. **120,** Wien 1977, a.

DEUTSCH A.: Geologisch-petrographische Untersuchung des W-Teiles der Goldeckgruppe (ÖK 1:50.000; Blatt 182). – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), Jahresbericht 1976, **5.** Bericht = Z.-Anst. Meteorol. Geodyn. Publ. **221,** Wien 1977, b.

DEWEY J. F. & BIRD J. M.: Mountain Belts and the New Global Tectonics. – J. Geophys. Res. **75,** Washington 1970.

DEWEY J. F., PITTMAN W. C. et al: Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. – Geol. Soc. Amer. Bull. **84,** Boulder 1973.

DHEIN A.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Marquartstein und Bergen in Oberbayern. – N. Jb. Min. Abh. Abt. **B, 88,** Stuttgart 1944.

DIENER C.: Die Fossillagerstätten in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. **I, 135,** Wien 1926.

DIERSCHE V.: Die geodynamische Entwicklung des Ablagerungsraumes der Radiolaritgruppe im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Tiroler Ache. – Bericht Arbeitsbespr. Geotraverse I A (BÖGEL H., Hrsg.), München (Inst. Geol. T. H., hektogr.) 1973.

DIETRICH V. J.: Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. – Geotekt. Forsch. **50,** Stuttgart 1976.

DIETRICH V. J. & FRANZ U.: Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). – Geotekt. Forsch. **90,** Stuttgart 1976.

DOBEN K.: Paläontologisch-stratigraphische und fazielle Untersuchungen an der Jura/Kreide-Grenze in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Inn und Saalach. – München 1962, Naturwiss. Diss., Univ. München.

DOBEN K.: Über Calpionellen an der Jura-Kreide-Grenze. – Mitt. Bayer. Staatsamml. Paläont. etc. **3,** München 1963.

DÖRR J. N.: Das Wienerwaldbeben vom 1. Jänner 1931. – Beih. z. Jahrb. **1928** d. Zentralanst. f. Meteorol. u. Geodyn., Wien 1931.

DOERT U. & HELMCKE D.: Geologie des Flexen-Passes (Vorarlberg/Österreich). Erläuterungen zur geologischen Karte des Flexen-Passes 1:25.000. – Geologica et Palaeontologica **10,** Marburg 1976.

DRAXLER I.: Palynologische Untersuchungen an Sedimenten aus der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. – Ann. Naturhist. Mus. Wien **76,** Wien 1972.

DRAXLER I.: Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren

zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun. – Jb. Geol. B.-A. **120,** Wien 1977.

DRAXLER I. & HUSEN D. van: Zur Entwicklung des Spätglazials im Mitterndorfer Becken (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.

DRAXLER I. & HUSEN D. van: Zur Einstufung innerwürmzeitlicher Sedimente von Ramsau/Schladming und Hohentauern (Steiermark). – Z. Gletscherk. Glazialgeol. **14,** Innsbruck 1978.

DRIMMEL J.: Über das Erdbeben vom 10. Oktober 1974 in den Leoganger Steinbergen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **112** (1975), Wien 1976.

DRIMMEL J.: Die Bebenserie vom 19. und 20. November 1977 am Südrand des Steinernen Meeres. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **115,** Wien 1978.

DRIMMEL J. & DUMA G.: Bericht über Ausmaß und Ursachen der anomalen Wirkungen des Seebensteiner Starkbebens vom 16. April 1972 im Raume Wiens. – Mitt. Erdb. Komm. **N. F. 74,** Wien 1974.

DRIMMEL J., GANGL G. et al: Modellseismische Experimente zur Interpretation makroseismischer Daten aus dem Bereich der Ostalpen. – Z. f. Geophys. **39,** Heidelberg 1972.

DRIMMEL J., GANGL G. & TRAPP E.: Kartenmäßige Darstellung der Seismizität Österreichs. – Mitt. Erdb. Komm. **N. F. 70,** Wien 1970.

DRIMMEL J. & TRAPP E.: Das Starkbeben am 29. Januar 1967 in Molln Oberösterreich. – Mitt. Erdb. Komm. **N. F. 76,** Wien 1975.

DRONG H. J.: Das Migmatitgebiet des Winnebachgranites (Ötztal – Tirol) als Beispiel einer petrotektonischen Analyse. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 7,** Wien 1959.

DRONG H. J.: Das kristalline Grundgebirge im bayrischen Alpenvorland. – Kurzfassung Intern. Symp. „Geodynamik der Ostalpen" München/Salzburg 1975.

DUBAY L.: Az Észak-Zalai-medence fejlödéstörténete a Köolajkutatásbktükrében (Die Entwicklung des nördlichen Zalabeckens im Lichte der Erdölschürfung). – Földtani Közlöny **92,** Budapest 1962.

DUDEK A.: Kristallinische Schiefer und Devon östlich Znojmo (Znaim). – Sbornik ÚÚG. **26,** Prag 1960.

DUDEK A.: Zum Problem der moldanubischen Überschiebung im Nordteil der Thayakuppel. – Geologie **11,** Berlin 1962.

DUDEK A.: Beitrag zum Problem der moldanubischen Überschiebung (Mißlitzer Horst). – Sborn. geol. ved., Geologie **1,** Prag 1963.

DUDEK A. & SUK M.: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. – Ber. Geol. Ges. DDR **10,** Berlin 1965.

DUDEK A., MATEJOVSKA O. & SUK M.: Gföhl Orthogneiss in the Moldanubikum of Bohemia and Moravia. – Krystallinikum **10,** Prag 1974.

DUDEK A. & ŠMEJKAL J.: The age of the Brno pluton. – Vêstnik ÚÚG. **43,** Prag 1968.

DUMA G.: Die Bestimmung der Bebenmagnitude für Stationen im ostalpinen Raum. – Wien 1976. – Diss., Univ. Wien.

DVORAK J.: Synsedimentary tectonics of the Paleozoic of the Drahany Upland (Sudetikum, Moravia, Czechoslovakia). – Tectonophysics **17,** Amsterdam 1973.

DZULYNSKI ST., KSIASZKIEWICZ M. & KUENEN PH. H.: Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. – Bull. Geol. Soc. **70,** New York 1959.

EBERS E.: Interglazial oder Interstadial? Die Fragen um ein Mittelwürm-Interstadial. – Zbl. Geol. Paläont. **I. 1971,** Stuttgart 1973.

EBNER F.: Die Conodontenfauna des Devon/Karbon-Grenzbereiches am Elferspitz (Karnische Alpen, Österreich). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum **33,** Graz 1973.

EBNER F.: Foraminiferen aus dem Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum **34,** Graz 1973, a.

EBNER F.: Das Paläozoikum des Elferspitz (Ashgill bis Unterkarbon; Karnische Alpen, Österreich). – Verh. Geol. B.-A. **1973,** Wien 1973, b.

EBNER F.: Ein Beitrag zum Altpaläozoikum des Remschnigg (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A. **1974,** Wien 1975.

EBNER F.: Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums. – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976, a.

EBNER F.: Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld etc. – Mitt. Abt. Geol. Joanneum **37,** Graz 1976, b.

EBNER F.: Die Transgression der Folge der Dult (Oberkarbon, Paläozoikum von Graz). – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **107,** Graz 1977.

EBNER F.: Der paläozoische Untergrund in der Bohrung Waltersdorf 1 (S Hartberg, Oststeiermark). – Mitt. Österr. Geol. Ges. **68** (1975), Wien 1978.

EBNER F., NEUBAUER F. & PISTOTNIK J.: Vorbericht über stratigraphische Untersuchungen im Altpaläozoikum südlich und westlich von Murau. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. **I, 186,** Wien 1977.

EHRLICH E.: Aus den Werfener Schichten des Dachsteingebirges bei Schladming. I. Die Gervillien. – Mitt. Mus. Bergbau etc. Joanneum **5,** Graz 1946.

EISBACHER G.: Primäre gerichtete Gefüge und Paläogeographie des alpinen Buntsandsteines im Raume Innsbruck–Saalfelden. – Veröff. Ferdinandeum Innsbruck **43,** Innsbruck 1963.

EISENBARTH P.: Zerstörungsfreie Datierung fossiler Knochen durch Aktivierungsanalyse mit 14 MeV Neutronen. – Wien 1975. Diss., phil. Fak., Univ. Wien.

EMMANUILIDIS G. & MOSTLER H.: Zur Geologie des Kitzbühler Horns und seiner Umgebung. In: Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, Innsbruck 1970.

ENGELS B.: Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen in den nördlichen Kalkalpen. I. Hasenfluh und Hornbachgebiet etc. – Z. Dt. Geol. Ges. **112** (1960), Hannover 1961.

ENZENBERG M.: Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **17,** Wien 1966.

ENZENBERG-PRAEHAUSER M.: Zur Geologie der Tarntaler Breccie und ihrer Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **23,** Wien 1976.

EPPENSTEINER W.: Die schwarzen Breccien der Bleiberger Fazies. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **14/15,** Wien 1965.

EPPENSTEINER W. & KRZEMIEN R.: Der Ringversuch. Österreichische Straßenbaugesteine im Labor. – BM. f. Bauten u. Technik, Straßenforsch. **10,** Wien 1973.

ERBEN H. K.: Über die Tropidocoryphinae (Tril.). Liefg. I. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **125,** Stuttgart 1966.

ERBEN H. K., FLÜGEL H. & WALLISER O. H.: Zum Alter der Hercynellen führenden Gastropoden-Kalke der Zentralen Karnischen Alpen. – 2. Intern. Symp. Silur/Devon Brüssel, Stuttgart 1962.

Erdöl in Österreich: Mit Aufsätzen von FRIEDL K., GRILL R., JANOSCHEK R., KÖLBL L., KUNZ B., PÖLL H., ULRIK H. G. u. WIESENEDER H.; redigiert von BACHMAYER F. – Wien: Natur und Technik 1957.

ERGENZINGER P.: Die eiszeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes. – Eiszeitalter u. Gegenwart **18,** Öhringen/Württemberg 1967.

ERHARDT W. D.: Der Staufen. – Wiss. Veröff. dt. österr. Alpenver. **1,** Innsbruck 1931.

ERICH A.: Die Grauwackenzone von Bernstein. – Wien 1953, phil. Diss., Univ. Wien.

ERICH A.: Die Grauwackenzone von Bernstein (Burgenland – Niederösterreich). – Mitt. Geol. Ges. Wien **53** (1960), Wien 1961.

ERICH A.: Zur regionaltektonischen Stellung der Rechnitzer Serie. – Verh. Geol. B.-A. **1966,** Wien 1966.

ERICH A.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern

Weitra (18) und Zwettl (19) in den Jahren 1966–1968. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1967–1969.

ERISMANN TH., HEUBERGER H. & PREUSS E.: Der Bimsstein von Köfels (Tirol), ein Bergsturz-„Friktionit". – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 24,** Wien 1977.

ERKAN E.: Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien **65** (1972), Wien 1973.

ERKAN E.: Facies Zones of the Permian in the Eastern Alps. – Nato Advanced Study Inst. Series **C 22** = The Continental Permian in Central, West and South Europa (FALKE H., Hrsg.), Dordrecht 1976.

ERKAN E.: Uran- und gipsführendes Perm in den östlichen Ostalpen. – Berg- u. Hüttenm. Mh. **122,** Wien 1977.

Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000. – München: Bayer. Geol. Landesamt 1964.

ERNST W. G.: Interpretative synthesis of Metamorphism in the Alps. – Geol. Soc. Am. Bull. **84,** Boulder 1973.

ERTL V.: Bericht 1975 über Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 189, Deutschlandsberg (Koralpe Stmk.). – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1977.

ERTL R. E., NIEDERMAYR G. & SEEMANN R.: Tauerngold. – Veröff. Naturhist. Mus. N. F. **10,** Wien 1975.

EUGSTER H., FRÖHLICHER H. & SAXER F.: Erläuterungen zur Geol. Karte 1:25.000. Blatt St. Gallen – Appenzell. – Geologischer Atlas der Schweiz Bl. **23,** Bern 1960.

EVANS A. M.: Mineralization in geosynclines – the Alpine enigma. – Mineralium Deposita **10,** Berlin 1975.

EXNER CH.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal II. Teil. – Jb. Zweigstelle Wien, Reichsstelle Bodenf. **89,** Wien 1939.

EXNER CH.: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone. – Mitt. Alpenld. geol. Ver. **35** (1942), Wien 1944.

EXNER CH.: Die geologische Position des Radhausberg-Unterbaustollens bei Badgastein. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **95,** Wien 1950.

EXNER CH.: Über geologische Aufnahmen beim Bau der Kamp-Kraftwerke (Südliche Böhmische Masse). – Jb. Geol. B.-A. **96,** Wien 1953.

EXNER CH.: Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A. **97,** Wien 1954.

EXNER CH.: Aufnahmen 1954 in den östlichen Hohen Tauern und im südlichen Randgebiet (Blätter 154, 155, 180, 191). – Verh. Geol. B.-A. **1955,** Wien 1955.

EXNER CH.: Geologische Beobachtungen (1955) in der Kreuzeck-, Sadnig-, Rieserferner- und Reißeckgruppe (Kartenblätter 177, 180, 181, 182). – Verh. Geol. B.-A. **1956,** Wien 1956.

EXNER CH.: Beoachtungen im Kristallin der Buckligen Welt und des Hochwechsels. – Verh. Geol. B.-A. **1959,** Wien 1959.

EXNER CH.: Die Perm-Trias-Mulde des Gödnachgrabens an der Störungslinie von Zwischenbergen (Kreuzeckgruppe, östlich Lienz). – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962.

EXNER CH.: Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymetamorphiques de la Zone penninique des Hohe Tauern. – Livre à la Mémoire du Prof. P. Fallot, Soc. Geol. France **III.** Paris 1963.

EXNER CH.: Staurolith und Polymetamorphose im Umkreis der östlichen Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A. **1967,** Wien 1967.

EXNER CH.: Zur Rastenberger Granittektonik im Bereiche der Kampkraftwerke (Südliche Böhmische Masse). – Mitt. Geol. Ges. Wien **61** (1968), Wien 1969.

EXNER CH.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A. **114,** Wien 1971, a.

EXNER CH.: Der Granodiorit von Wöllatratten (Mölltal) und die hydrothermale Veränderung der diskordanten Ganggesteine der Kreuzeckgruppe. – Carinthia **II 71,** Klagenfurt 1971, b.

EXNER CH.: Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. – Mitt. Geol. Ges. Wien **64** (1971), Wien 1972.

Exner CH.: Fortschritte der geologischen Forschung im Tauernfenster (Österreich und Italien). – Zbl. Geol. Paläont. **I, 1973,** Stuttgart 1974, a.

EXNER CH.: Granitgerölle im Permo-Skyth-Sandstein des Drauzuges bei Stockenboi (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A. **1974,** Wien 1974, b.

EXNER CH.: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976.

EXNER CH., DEUTSCH A. & HEINZ H.: Geologisch-petrographische Untersuchung der Goldeckgruppe. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), **3.** Bericht 1975, Wien 1976.

EXNER CH., SCHÖNLAUB H. P. & NOVOTNY A.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976.

EXNER CH. & ZIRKL E. J.: Serpentin und Ophicalcit vom Steinbruch „Tommach" bei Gstad (Klippenzone bei Waidhofen a. d. Ybbs). – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962.

FABIANI E.: Die Terrassen des Murtales zwischen Wildon und der Staatsgrenze mit Erläuterungen zur geologischen Grundkarte. – Ber. Wasserwirtschaftl. Rahmenplanung **20,** Graz 1971.

FABRICIUS F. H.: Sedimentation und Fazies des Rät und der Liasüberdeckung in den Bayerisch-Tirolischen Kalkalpen. – München 1960. – Diss.-Auszug, Fak. Allg. Wiss., Techn. Hochsch. München.

FABRICIUS F. H.: Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – Internat. sedim. petrogr. series **9,** Leiden: Brill 1966.

FABRICIUS F. H.: Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. – Geol. Rundschau **56,** Stuttgart 1967.

FABRICIUS F. H.: Die stratigraphische Stellung der Rät-Fazies. – Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss. **2,** Wien 1974.

FABRICIUS F., FRIEDRICHSEN H. & JACOBSHAGEN V.: Paläotemperaturen und Paläoklima in Obertrias und Lias der Alpen. – Geol. Rundschau **59,** Stuttgart 1970.

FACCA G.: The structure and behaviour of geothermal fields. – Geothermal energy. – Paris: UNESCO 1973.

FALLOT P.: Les dilemmes tectoniques des Alpes Orientales. – Ann. Soc. Géol. Belgique **78** (1954/55), Liége 1955.

FAUPL P.: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ) und Fröschnitz (Stmk.) – Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **19** (1970), Wien 1971, a.

FAUPL P.: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebirges zwischen Rettenberg und Feistritz-Sattel (Stmk. Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **19** (1970), Wien 1971, b.

FAUPL P.: Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. – Mitt. Geol. Ges. Wien **63** (1970), Wien 1972, a.

FAUPL P.: Der Granit des Leopold-von-Buch Denkmales. – Anz. Österr. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., **109,** Wien 1972, b.

FAUPL P.: Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias-Neokom) von Ober- und Niederösterreich. Ein Beitrag zur Herkunft und Genese. – Jb. Geol. B.-A. **118,** Wien 1975, a.

FAUPL P.: Schwermineralien und Strömungsrichtungen aus Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwaldflysches, Niederösterreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1975,** Stuttgart 1975, b.

FAUPL P.: Vorkommen und Bedeutung roter Pelite in den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1976,** Stuttgart 1976.

FAUPL P.: Sedimentologische Studien im Kreideflysch der

Lienzer Dolomiten. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **113** (1976), Wien 1977.

FAUPL P., GRÜN W. et al: Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. – Jb. Geol. B.-A. **113,** Wien 1970.

FAUPL P. & HAMEDANI A.: Ein Trachyt-Tuffit aus dem Reiflinger Kalk bei Göstling an der Ybbs, Niederösterreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien **65** (1972), Wien 1973.

FAUPL P. & TOLLMANN A.: Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rundschau **68,** Stuttgart 1979.

FAZEKAS V. et al: Ritkaföldfém ásványósódás a Soproni-hegység kristályos palaiban. – Földtani Közlöny **105,** Budapest 1975.

FEHLEISEN F. & GAMERITH H.: Aufnahmsberichte 1964 und 1966 (Blatt 129, Donnersbach) der Arbeitsgemeinschaft „Niedere Tauern". – Verh. Geol. B.-A. Wien 1965 und 1967.

FELBER H. & HÜSEN D. van: Eine Innerwürmzeitliche Seeablagerung im Freibachtal (Kärnten). – Z. Gletscherk. Glazialgeol. **11,** Innsbruck 1976.

FELIX J.: Über Hippuritenhorizonte in den Gosauschichten der nordöstlichen Alpen. – Cbl. Miner. etc., 1. Mitt. **1905;** 2. Mitt. **1907;** 3. Mitt. **1910,** Stuttgart 1905–1910.

FELLERER R.: Zur Geologie des Südrandes der nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). – Z. Dt. Geol. Ges. **116** (1964), Hannover 1966.

FELSER K.: Caninia nikitini STUCKENBERG aus dem schiefrigen Kalk des Häuselberges bei Leoben. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **73,** Graz 1936.

FELSER K.: Dibunophyllum cf. bipartitum (MCCOY) aus dem schiefrigen Kalk des Häuselberges bei Leoben (östliche Grauwackenzone). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **112** (1975), Wien 1976.

FELSER K.: Die stratigraphische Stellung der Magnesitvorkommen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – Berg- u. Hüttenm. Mh. **122,** H. 2a, Wien 1977.

FELSER K. & FLÜGEL H. W.: Nachweis von Hexaphyllia sp. in den Visé-Kalken der Magnesitlagerstätte Veitsch (Steirische Grauwackerzone). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **112** (1975), Wien 1976.

FENNINGER A.: Riffentwicklung im oberostalpinen Malm. – Geol. Rundschau **56,** Stuttgart 1966.

FENNINGER A., FLÜGEL H. W. et al: Bericht über detailstratigraphische Aufnahmen im Oberkarbon des Waschbüchel-Profiles (Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971.

FENNINGER A., FLÜGEL E. et al: Zur variszischen Orogenese in den Karnischen Alpen – eine Stellungnahme. – Verh. Geol. B.-A. **1974,** Wien 1974.

FENNINGER A. & HÖTZL H.: Die Hydrozoa und Tabulozoa der Tressenstein- und Plassenkalke (Ober-Jura). – Mitt. Mus. Joanneum **27,** Graz 1965.

FENNINGER A. & HÖTZL H.: Die Mikrofauna und -flora des Plassen- und Tressensteinkalkes der Typlokalitäten (Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **128,** Stuttgart 1967.

FENNINGER A. & HOLZER H.-L.: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien **63** (1970), Wien 1972.

FENNINGER A. & HOLZER H.-L.: Die Genese der Dolomit-Sandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Österr. Geol. Ges. **69** (1976), Wien 1978.

FENNINGER A. & SCHÖNLAUB H. P.: Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Exk. Führer **42.** Jahresvers. Paläont. Ges. 1972, Graz 1972.

FENNINGER A., SCHÖNLAUB H. P. et al: Zu den Basisbildungen der Auernigschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976.

FENNINGER A. & STATTEGGER K.: Schwermineraluntersuchungen in den oberkarbonen Auernig-Schichten des Garnitzenprofiles (Naßfeld, Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.

FERNECK F. A.: Stratigraphie und Fazies im Gebiet der mittleren Saalach und des Reiteralm-Gebirges. – München 1962. Diss.-Auszug, Fak. Allg. Wiss., Techn. Hochsch. München.

FERRARI A. & VAI G. B.: Ricerche stratigrafiche e paleoecologiche al M. Zermula. – Giorn. Geol. **33** (1965), Bologna 1966.

FIGDOR H. & SCHEIDEGGER A. E.: Geophysikalische Untersuchungen an der Diendorfer Störung. – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.

FINK J.: Key sites of Quaternary stratigraphy in the Danubian Area. – IUGS Projekt 73/1/24: Report **1,** Prag 1974.

FINK J., FISCHER H. et al: Exkursionen durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss. **1,** Wien 1976.

FINK J. & KUKLA G. J.: Pleistocene Climates in Central Europe: At least 17 Interglacials after the Olduvai Event. – Quaternary Res. **7,** Washington 1977.

FISCHER A. G.: The Lofer cyclothems of the alpine Triassic. – Bull. Geol. Surv. Kansas **169,** Lawrence 1964.

FISCHER A. G.: Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1965,** Wien 1965.

FISCHER G.: Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. **N. F. 41,** Stuttgart 1959.

FISCHER G. & TROLL G.: Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. – Geol. Bavar. **68,** München 1973.

FISCHER H.: Erstes Profil aus dem Bereich des Älteren Dekkenschotterniveaus im Raume von Haag, NÖ. – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971.

FISCHER P.: Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Unteren Gosau von Brandenberg in Tirol. – Mitt. Bayr. Staatssamml. Paläont. etc. **4,** München 1964.

FISCHER R.: Die Dactylioceratidae (Ammonoidea) der Kammerkehr (Nordtirol) und die Zonengliederung des alpinen Toarcien. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **N. F. 126,** München 1966.

FISCHER R.: Ammoniten aus dem Aalenium der nördlichen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1970,** Stuttgart 1970.

FLAJS G.: Zum Alter des Blasseneck-Porphyroids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1964,** Stuttgart 1964.

FLAJS G.: Die Mitteldevon/Oberdevon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **124,** Stuttgart 1966.

FLAJS G.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien **59** (1966), Wien 1967.

FLAJS G. & SCHÖNLAUB H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976.

FLINT R. F.: Glacial and Quaternary Geology. – New York: J. Wiley 1971.

FLIRI F.: Das Inntal-Quartär im Westteil der Gnadenwaldterrasse. – Innsbrucker Geogr. Studien **2,** Innsbruck 1975.

FLIRI F., BORTENSCHLAGER S. et al: Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol): Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würm-Vereisung der Alpen. – Z. Gletscherk. Glazialgeol. **6,** Innsbruck 1970.

FLOYD P. A.: Geochemistry, origin and tectonic environment of the basic and acidic rocks of Cornubia, England. – Geol. Ass. Proc. **83,** London 1972.

FLÜGEL E.: Neuaufnahmen im Grazer Paläozoikum 1955/56: 1. Der Hochschlagstock östlich von St. Erhard (Breitenau). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **94,** Wien 1957.

FLÜGEL E.: Heterastridium conglobatum conglobatum

REUSS, an uppertriassic Hydrozoan etc. – J. Paleont. **34,** Tulsa 1960.
FLÜGEL E.: Zur Mikrofazies der alpinen Trias. – Jb. Geol. B.-A. **106,** Wien 1963.
FLÜGEL E.: Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **21,** Innsbruck 1973.
FLÜGEL E. & FLÜGEL-KAHLER E.: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). – Mitt. Mus. Bergbau etc. Joanneum **24** (1962), Graz 1963.
FLÜGEL E. & KIRCHMAYER M.: Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der nordalpinen Trias. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **93,** Graz 1963.
FLÜGEL E. & RAMOVŠ A: Fossilinhalt und Mikrofazies des Dachsteinkalkes (Ober-Trias) im Begunjàčíca-Gebirge, S-Karawanken (NW-Slovenien, Jugoslawien). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1961,** Stuttgart 1961.
FLÜGEL H. W.: 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **88,** Graz 1958.
FLÜGEL H. W.: Die tektonische Stellung des „Altkristallins" östlich der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1960,** Stuttgart 1960.
FLÜGEL H. W.: Die Geologie des Grazer Berglandes. [1. Aufl.] – Mitt. Mus. Bergbau etc. Joanneum **23,** Graz 1961.
FLÜGEL H. W.: Das steirische Randgebirge. – Samml. geol. Führer **42,** Berlin: Bornträger 1963.
FLÜGEL H. W.: Das Paläozoikum in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien **56** (1963), Wien 1964, a.
FLÜGEL H. W.: Versuch einer Geologischen Interpretation einiger absoluter Altersbestimmungen aus dem ostalpinen Kristallin. – N. Jb. Geol. Pal. Mh. **1964,** Stuttgart 1964, b.
FLÜGEL H. W.: Neue Beobachtungen im Unter-Karbon von Nötsch (Kärnten). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **102,** Wien 1965.
FLÜGEL H. W.: Die Lithogenese der Steinmühl-Kalke des Arracher Steinbruches (Jura, Österreich). – Sedimentology **9,** Amsterdam 1967.
FLÜGEL H. W.: Das Karbon von Nötsch. – In: Exk.-Führer, **42.** Jahresvers. Paläont. Ges. (FLÜGEL H. W., Hrsg.), Graz 1972, a.
FLÜGEL H. W.: Das Paläozoikum von Graz. – In: Exk.-Führer, **42.** Jahresvers. paläont. Ges. 1972, Graz 1972, b.
FLÜGEL H. W.: Revision der von Toula 1913 aus dem Jägerhauskalk bei Baden beschriebenen Spongien. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **108** (1071), Wien 1972, c.
FLÜGEL H. W.: Das Steirische Neogen-Becken. – In: Exk.-Führer, **42.** Jahresvers. Paläont. Ges., Graz 1972.
FLÜGEL H. W.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – 2. Aufl. – Mitt. Abt. Geol. Landesmus. Joanneum. Sdh. **1,** Graz: Geol. B.-A. 1975, a.
FLÜGEL H. W.: Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. – Geol. Rundschau **64,** Stuttgart 1975, b.
FLÜGEL H. W.: Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1977,** Stuttgart 1977.
FLÜGEL H. W. & FENNINGER A.: Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **123,** Stuttgart 1966.
FLÜGEL H. W., GRÄF W. & ZIEGLER W.: Bemerkungen zum Alter der „Hochwipfelschichten" (Karnische Alpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1959,** Stuttgart 1959.
FLÜGEL H. W., JAEGER H. et al: Carnic Alps. – In: The Silurian-Devonian Boundary. – IUGS Series **A,** No. **5,** Stuttgart 1977.
FLÜGEL H. W. & KODSI M.: Lithofazielle Untersuchungen im Karbon von Nötsch (Kärnten). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **105** (1968), Wien 1968.
FLÜGEL H. W. & MAURIN V.: Triasverdächtige Gesteine am Südostrand des Grazer Paläozoikums. – Der Karinthin **34–35,** Klagenfurt 1957.
FLÜGEL H. W. & SCHÖNLAUB H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. – Verh. Geol. B.-A. **1972,** Wien 1972.
FLÜGEL H. W. & ZIEGLER W.: Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **87,** Graz 1957.
FORMANEK H. P.: Zur Geologie und Petrographie der nordwestlichen Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **14,** Wien 1964.
FORMANEK H. P., KOLLMANN H. & MEDWENITSCH W.: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern im Bereich von Untertal und Obertal. – Mitt. Geol. Ges. Wien **54,** Wien 1961.
FOULLON H. v.: Über die Grauwacke von Eisenerz. Der „Blasseneck-Gneis". – Verh. Geol. R.-A. **1886,** Wien 1886.
FRANCAVILLA F.: Spore nel Flysch Hochwipfel. – Giorn. Geol. **33** (1965), Bologna 1966.
FRANCAVILLA F.: Stratigraphie de quelques paléoflores des Alpes Carniques. – C.R. 7e Congr. Int. Str. Géol. Carbonif. **3,** Krefeld 1974.
FRANK W., KLEIN P. et al: Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 23,** Wien 1976.
FRANK W. & RIEHL-HERWIRSCH G.: Der Metamorphosehiatus zwischen Magdalensbergserie und Oberkarbon in Mittelkärnten (Umgebung des Christophberges). – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **108** (1971), Wien 1972.
FRASL G.: Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). – Jb. Geol. B.-A. **96,** Wien 1953.
FRASL G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrgranite, Porphyrgranitgneise und Augengneise Österreichs. – Jb. Geol. B.-A. **97,** Wien 1954.
FRASL G.: Berichte über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33) in den Jahren 1956–1959. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1957–1960.
FRASL G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A. **101,** Wien 1958.
FRASL G.: The Bohemian Massif in Austria – The Moravian Zone. – 23. Intern. Geol. Congr. Prague 1968, Exc. Guide **32 C,** Wien: Geol. B.-A. 1968.
FRASL G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. – Nachr. Dt. Geol. Ges. **2,** Tübingen 1970.
FRASL G.: Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. – Verh. Geol. B.-A. **1974,** Wien 1974.
FRASL G. & FRANK W.: Exkursion I/2: Mittlere Hohe Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien **57,** Wien 1964.
FRASL G. & FRANK W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. – Der Aufschluß Sh. **15,** Heidelberg 1966.
FRASL G., HÖCK V. et al: Metamorphose von der Basis der Nördlichen Kalkalpen bis in die tiefsten Einheiten der Ostalpen im Profil Salzburg – mittlere Hohe Tauern. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), **2.** Bericht 1974, Graz 1975.
FRECH F.: Die Karnischen Alpen. – Halle: Max Niemeyer 1894.
FREIMOSER M.: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen Obb. und Salzburg. – Geol. Bavar. **66** (1972), München 1973.
FRENZEL B.: Zur Pollananalyse von Lössen. – Eiszeitalter u. Gegenwart **15,** Öhringen/Württemberg 1964.

FRENZEL B.: Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. – Braunschweig: F. Vieweg 1967.

FRENZEL B.: Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. – Wiesbaden: F. Steiner 1968.

FRESACHER W.: Eine Abrutschung von der Koralm im Jahre 1660. – Carinthia **I 155**, Klagenfurt 1965.

FREY M. & HUNZIKER W.: Alpine Metamorphism of the Alps-A Review. – Schweiz. Min. Petr. Mitt. **54**, Zürich 1974.

FRIEDL K.: Der Steinberg-Dom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. – Mitt. Geol. Ges. Wien **29** (1936), Wien 1937.

FRIEDL K.: The Oil Fields of the Vienna Basin. – Proceedings of the Fifth World Petroleum Congress, Section **I**, New York 1959.

FRIEDRICH O. M.: Die Siderit-Eisenglimmer-Lagerstätte von Waldenstein in Ostkärnten. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb. **77**, Leoben 1929.

FRIEDRICH O. M.: Eine alte, pegmatitische Erzlagerstätte der Ostalpen. – N. Jb. Min. etc. Beil. Bd. **65**, Abt. **A**, Stuttgart 1932.

FRIEDRICH O. M.: Silberreiche Bleiglanz-Fahlerzlagerstätten in den Schladminger Tauern und allgemeine Bemerkungen über den Vererzungsvorgang. – Berg- u. Hüttenm. Jb. **81**, Wien 1933, a.

FRIEDRICH O. M.: Über die Erz- und Mineralführung der Schladminger Tauern. – Mitt. Min. Ges. **98**, Wien 1933, b.

FRIEDRICH O. M.: Die Erze und der Vererzungsvorgang der Kobalt-Nickel-Lagerstätte Zinkwand-Vöttern in den Schladminger Tauern. – Berg- u. Hüttenm. Jb. **81**, Wien 1933, c.

FRIEDRICH O. M.: Über Kupfererzlagerstätten der Schladminger Tauern. – Berg- u. Hüttenm. Jb. **81**, Wien 1933, d.

FRIEDRICH O. M.: Die Talklagerstätten des Rabenwaldes (Oststeiermark). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **92**, Wien 1947.

FRIEDRICH O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen (With Mineral Map 1:500.000) – Radex-Rundschau **1953**, Radenthein 1953, a.

FRIEDRICH O. M.: Die Goldlagerstätte Schellgaden. – Carinthia **II 63**, Klagenfurt 1953, b.

FRIEDRICH O. M.: Lagerstätten. – In: Planungsatlas Lavanttal (WURZER R., Hrsg.). – Klagenfurt 1958.

FRIEDRICH O. M.: Zur Genesis der Blei- und Zinklagerstätten in den Ostalpen. – N. Jb. Min. Mh. **1964**, Stuttgart 1964.

FRIEDRICH O. M.: Monographien Kärntner Lagerstätten II. Die Quecksilberlagerstätten Kärntens. – Arch. Lagerstättenf. Ostalpen **3**, Leoben 1965.

FRIEDRICH O. M.: Bemerkungen zu einigen Arbeiten über die Kupferlagerstätte Mitterberg und Gedanken über ihre Genese. – Arch. Lagerstättenf. Ostalpen **5**, Leoben 1967, a.

FRIEDRICH O. M.: Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. I. Teil. – Arch. Lagerstättenf. Ostalpen **5**, Leoben 1967, b.

FRIEDRICH O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Arch. Lagerstättenf. Ostalpen **8**, Leoben 1968.

FRIEDRICH O. M. et al: Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. – Radex-Rundschau **1968**, Radenthein 1968.

FRIEDRICH O. M.: Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. II. Teil. – Arch. Lagerstättenf. Ostalpen **9**, Leoben 1969.

FRIEDRICH O. M. & PELTZMANN I.: Magnesitvorkommen und Paläozoikum der Entachen-Alm im Pinzgau. – Verh. Geol. B.-A. **1937**, Wien 1937.

FRIEDRICH R.: Die Bedeutung des Kalkes in der Wirtschaft. – Montan-Rundschau **15**, Sh. Steine u. Erden, Wien 1967.

FRISCH, J.: Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. – Jb. Geol. B.-A. **118**, Wien 1975.

FRISCH W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **18**, Wien 1968.

FRISCH W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner – Gerlospaß). – Mitt. Geol. Ges. Wien **66/67** (1973/74), Wien 1974.

FRISCH W.: Hochstegen-Fazies und Grestener Fazies – ein Vergleich des Jura. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1975**, Stuttgart 1975, a.

FRISCH W.: Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). – Verh. Geol. B.-A. **1974**, Wien 1975, b.

FRISCH W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rundschau **65**, Stuttgart 1976.

FRISCH W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1977**, Stuttgart 1977.

FRISCH W.: A plate tectonics model of the Eastern Alps. – Inter Union Commission on Geodynamics Scientific Report **38**, Stuttgart 1978, a.

FRISCH W.: Die Alpen im westmediterranen Orogen – eine plattentektonische Rekonstruktion. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreichs **24** (1977), Wien 1978, b.

FRISCH W.: Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – Tectonophysics **60**, Amsterdam 1979.

FRITSCH W.: Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. – Mitt. Mus. Bergbau, Geol. u. Technik Joann. **10**, Graz 1953, a.

FRITSCH W.: Die Gumpeneckmarmore. – Mitt. Mus. Bergbau, Geol. u. Technik Joann. **10**, Graz 1953, b.

FRITSCH W.: Eine tektonische Analyse des Steirischen Erzberges. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **105**, Wien 1960.

FRITSCH W.: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. – Carinthia **II 71**, Klagenfurt 1961.

FRITSCH W.: Von der „Anchi"- zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. – Geol. Rundschau **52**, Stuttgart 1962, a.

FRITSCH W.: Erläuterungen zu einer neuen geologischen Übersichtskarte von Kärnten 1:500.000. – Carinthia **II 72**, Klagenfurt 1962, b.

FRITSCH W.: Geologische Kartierung der Eisenspatlagerstätte Hüttenberg. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **109**, Wien 1964.

FRITSCH W.: Zum Einteilungsprinzip der Gesteine nach den Umwandlungsgrad mit besonderer Berücksichtigung der Anchimetamorphose. – N. Jb. Min. Abh. **105**, Stuttgart 1966.

FRITSCH W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **18**, Wien 1968.

FRITSCH W. & HAJEK H.: Zur Geologie des Gerlitzenstockes in Kärnten. – Carinthia **II 75**, Klagenfurt 1965.

FRITSCH W.; MEIXNER H. et al: Die Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) I. – Carinthia **II 70**, Klagenfurt 1960.

FRITZ A.: Beitrag zur spät- und postglazialen Vegetations- und Klimageschichte des unteren Gailtales, Kärnten (Pollendiagramm Pölland). – Carinthia **II 83**, Klagenfurt 1973, a.

FRITZ A.: Das Spätglazial in Kärnten. – Ber. Dt. Bot. Ges. **85**, Berlin 1973, b.

FRITZ A.: Beitrag zur würmglazialen Vegetation Kärntens. – Carinthia **II 85**, Klagenfurt 1975.

FRITZ A.: Pollenanalytische Untersuchung der lignitführenden Sedimente von Podlanig im unteren Lesachtal (Kärnten). – Carinthia **II 87**, Klagenfurt 1977.

FRITZ E.: Talk- und Talkschiefervorkommen in Österreich. – Montanrundschau **20,** Wien 1972.
FRITZ E. J.: Die Kohlevorkommen Tirols. – Veröff. Tirol. Landesmus. Ferdinandeum **51,** Innsbruck 1971.
FRÜH J. J.: Kritische Beiträge zur Kenntnis des Torfes. – Jb. Geol. R.-A. **35,** Wien 1885.
FUCHS G.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Wallern (3), Engelhartszell (13), Rohrbach (14), Leonfelden (15), Großpertholz (17), Weitra (18), Eferding (31) und Linz (32) in den Jahren 1959–1962, 1964–1965. – Verh. Geol. B.-A., Wien **1960–1963,** 1965–1966.
FUCHS G.: Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs. – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962, a.
FUCHS G.: Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge. – Jb. Geol. B.-A. **105,** Wien 1962, b.
FUCHS G.: Zur tektonischen Stellung der mittleren Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962, c.
FUCHS G.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Geras (8), Gföhl (20), Horn (21) und Ottenschlag (36) in den Jahren 1966–1972, 1974–1977. – Verh. Geol. B.-A. **1966–78,** Wien 1974–79.
FUCHS G.: Bericht 1970 über geologische Aufnahmen auf Blatt Aspang (106). – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971, a.
FUCHS G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (NÖ). – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971, b.
FUCHS G.: Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. – Jb. Geol. B.-A. **119,** Wien 1976.
FUCHS G. & MATURA A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse. – Jb. Geol. B.-A. **119,** Wien 1976.
FUCHS G. & THIELE O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich M. 1:100.000. – Wien: Geol. B.-A. 1968.
FUCHS R. & STRADNER H.: Über Nannofossilien im Badenien (Mittelmiozän) der Zentralen Paratethys. – Beitr. Paläont. Österreich **2,** Wien 1977.
FUCHS W.: Kartierungsberichte 1961–1975. – Verh. Geol. B.-A., **1962–1976,** Wien 1962–1976.
FUCHS W.: Neue Funde tieferer Oberkreide in der Flyschzone bei Wien. – Verh. Geol. B.-A. **1963,** Wien 1963.
FUCHS W.: Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964.
FUCHS W.: Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland). – Jb. Geol. B.-A. **108,** Wien 1965.
FUCHS W.: Über Ursprung und Phylogenie der Trias-„Globigerinen" und die Bedeutung dieses Formenkreises für das echte Plankton. – Verh. Geol. B.-A. **1967,** Wien 1967.
FUCHS W.: Ein Beitrag zum stratigraphischen Aussagewert fossiler Bodenbildungen und von Vollschottern quartärer Terrassen aus der Sicht des Feldgeologen. – Verh. Geol. B.-A. **1968,** Wien 1968, a.
FUCHS W.: 1968. Eine bemerkenswerte, tieferes Apt belegende Foraminiferenfauna aus den konglomeratreichen Oberen Roßfeldschichten von Grabenwald (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A. **1968,** Wien 1968, b.
FUCHS W.: Die Sedimente am Südrand und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes. – In: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich 1:100.000 (FUCHS G. & THIELE O.). – Wien: Geol. B.-A., 1968, c.
FUCHS W.: Eine alpine, tiefliassische Foraminiferenfauna von Hernstein in Niederösterreich. – Verh. Geol. B.-A. **1970,** Wien 1970.
FUCHS W.: Eine alpine Foraminiferenfauna des tiefen Mittel-Barrême aus den Drusbergschichten vom Ranzenberg bei Hohenems in Vorarlberg. – Abh. Geol. B.-A. **27,** Wien 1971.
FUCHS W.: Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. – Jb. Geol. B.-A. **115,** Wien 1972.
FUCHS W.: Bericht über Exkursionen in die Oststeiermark, in das südliche Burgenland und nach Westungarn zur Klärung der Herkunft der Seewinkelschotter. – Verh. Geol. B.-A. **1974,** Wien 1974.
FUCHS W.: Zur Stammesgeschichte der Planktonforaminiferen und verwandter Formen im Mesozoikum. – Jb. Geol. B.-A. **118,** Wien 1975.
FUCHS W.: Bericht 1975 über geologische Vergleichsfahrten im Tertiär auf den Blättern 39, Tulln, 40, Stockerau und 57, Neulengbach (Südrand des Tullner Beckens). – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976, a.
FUCHS W.: Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse zwischen Rhône und March. – Jb. Geol. B.-A. **119,** Wien 1976, b.
FUCHS W.: Einige Beiträge zur Tertiär- und Quartärstratigraphie Ober- und Niederösterreichs. – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.
GAAL G.: Geologie des Roßkogelgebietes W Mürzzuschlag (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **16** (1965), Wien 1966.
GABL G.: Geologische Untersuchungen in der westlichen Fortsetzung der Mitterberger Kupfererzlagerstätte. – Arch. Lagerstättenf. Ostalpen **2,** Leoben 1964.
GAERTNER H. R.: Geologie der Zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **102,** Wien 1931.
GAERTNER H. R.: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. – Z. Dt. geol. Ges. **86,** Berlin 1934.
GAERTNER H. R.: Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema. – Jb. R.-A. Bodenforsch. **62** (1941), Berlin 1944.
GALE N. H., WADGE A. J. et al: Age of the Stockdale Rhyolite and the Shap Granite, English Lake District, and the Ordovician time scale. – Abstracts, Intern. Meeting Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Pisa 1977.
GAMERITH H.: Die Geologie des Berglandes westlich und südwestlich von Oppenberg/Stmk. – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964.
GANGL G.: Ein Beitrag zur Seismizität des Alpenostrandes. – Mitt. Erdb. Komm. **N. F. 68,** Wien 1969.
GANGL G.: Seismotektonische Untersuchungen am Alpenostrand. – E. Clar-Festschrift = Mitt. Geol. Ges. Wien **66–67,** Wien 1975.
GANSS O.: Geologie des Blattes Bergen. – Geol. Bavarica **26,** München 1956.
GANSS O. & KNIPSCHEER H.: Das Alter der Nierentaler und Zwieselalmschichten des Beckens von Gosau. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **99,** Stuttgart 1954.
GANSS O., KÜMEL F. & SPENGLER E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe M. 1:25.000. – Wiss. Alpenvereinsh. **15,** Innsbruck 1954.
GANSS O. & SCHMIDT-THOMÉ P.: Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach. – Z. Dt. Geol. Ges. **105** (1953), Hannover 1955.
GARRISON R. E.: Jurassic and early Cretaceous sedimentation in the Unken valley area Austria. – Princeton 1964. Diss., Geol. Dept., Univ. Princeton.
GARRISON R. E. & FISCHER A. G.: Deep-water Limestones and Radiolarites of the alpine Jurassic. – In: Depositional Environments in Carbonate Rocks. A symposium (FRIEDMANN G. M., Hrsg.). – Spec. Public. Soc. Econ. Paleont. Mineralogists **14,** Tulsa 1969.
GATTINGER T. E.: Geologie der Kremsmauergruppe in Oberösterreich. – Wien 1953. Diss., phil. Fak., Univ. Wien.
GATTINGER T. E.: Geologie und Baugeschichte des Schneealpenstollens der I. Wiener Hochquellenleitung (Steiermark – Niederösterreich). – Abh. Geol. B.-A. **30,** Wien 1973.
GATTINGER T. E.: Das hydrologische Einzugsgebiet des Neusiedlersees. – Verh. Geol. B.-A. **1975,** Wien 1975.

GATTINGER T. E. & KÜPPER H.: Trinkwasser, Thermen und Tektonik im südlichen Wiener Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien **57** (1964), Wien 1965.

GAURI K. L.: Uralian stratigraphy, Trilobites and Brachiopods of the Western Carnic Alps (Austria). – Jb. Geol. B.-A. Sbd. **11,** Wien 1965.

GEBAUER D. & GRÜNENFELDER M.: Vergleichende U/Pb- und Rb/Sr-Altersbestimmungen im bayerischen Teil des Moldanubikums. – Fortschr. Min. **50,** Beih. 3, Stuttgart 1972.

GEDIK I.: Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Abh. Geol. B.-A. **31,** Wien 1974.

GEHART R.: Der Bergbau und die österreichische Zementindustrie. – Mont. Rdschau **15,** Sh. Steine u. Erden, Wien 1967.

GEHRT H.: Neue Ammonitenfunde in den Gosauschichten der Gosau und ihre stratigraphische Bedeutung. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **112,** Stuttgart 1961.

Zur *Geologie* des südlichen Bayern. Mit Beitr. v. BRUNNAKKER K., DOBEN K. u. a. – Geol. Bavarica **63,** München 1970.

Zur *Geologie der Bayerischen Alpen* und des Alpenvorlandes. Mit Beitr. v. ALBRECHT F., CRAMER H. u. a. – Geol. Bavarica **17,** München 1953.

Geologische Bundesanstalt: Göpfritz, Österreich. Erläuterungen zur Geologisch-Geotechnischen Grundlagenkarte 1:10.000. – Wien: Geol. B.-A. 1967.

Geologische Bundesanstalt: Verzeichnis der lieferbaren Veröffentlichungen aus dem Verlag der Geologischen Bundesanstalt. – Verschiedene Ausgaben der Jahre **1951–1974.** – Wien.

Geologischer Führer durch die Ostalpen. Hrsg. v. d. Geol. Ges. in Wien. – Mitt. Geol. Ges. Wien **57,** H. 1, Wien 1964.

La géothermie en France. – Bull. B.R.G.M. **2.** ser. sect. **2.** suppl. zu Nr. 1, Paris 1975.

GERMANN K.: Verbreitung und Entstehung manganreicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 17,** Wien 1972.

GERMANN K. & WALDVOGEL F.: Mineralparagenesen und Metallgehalte der „Manganschiefer" (unteres Toarcian) in den Allgäu-Schichten und Lechtaler Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **139,** Stuttgart 1971.

GESSNER D.: Gliederung der Reiflinger Kalke an der Typlokalität Großreifling a. d. Enns (Nördliche Kalkalpen). – Z. Dt. Geol. Ges. **116** (1964), Hannover 1966.

GEYER G.: Über die tektonische Fortsetzung der Niederen Tauern. – Jb. Geol. R.-A. **40,** Wien 1890.

GEYER G.: Zur Stratigraphie der paläozoischen Schichtserie in den Karnischen Alpen. – Verh. Geol. R.-A. **1894,** Wien 1894.

GEYER G.: Geologische Aufnahmen im Weissenbachthale, Kreuzengraben und in der Spitzegelkette (Oberkärnten). – Verh. Geol. R.-A. **1901,** Wien 1901.

GEYER G.: Zur Tektonik des Bleiberger Tales in Kärnten. – Verh. Geol. R.-A. **1901,** Wien 1901.

GEYER G.: Über die Granitklippe mit dem Leopold von Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer. – Verh. Geol. R.-A. **1904,** Wien 1904.

GEYER G.: Erläuterungen zur geologischen Karte Gaming und Mariazell. – Geologische Spezialkarte d. österr.-ung. Monarchie 1:75.000, **SW-Gr. 13,** Wien: Geol. R.-A. 1908.

GEYER G.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Weyer. – Geol. Spezialkarte d. österr.-ung. Monarchie 1:75.000, **SW-Gr. 12,** Wien: Geol. R.-A. 1911.

GEYSSANT J.: Sur la Structure du Massif du Tribulaun. – Bull. Soc. Géol. France sér. **7.t. 10,** Paris 1968.

GEYSSANT J.: La nappe du Blaser et son substratum (région du Brenner, Tyrol, Austria). – Bull. Soc. Géol. France sér. **7.t. 12,** Paris 1970.

GEYSSANT J.: A propos de l'âge des lambeaux de l'Austro-Alpine supérieur dans les Alpes orientales centrales: Essai sur la paléogéographie jurassique des unites supérieures austroalpines et des Alpes méridionales. – Géologie Alpine **49,** Grenoble 1973, a.

GEYSSANT J.: Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. – Verh. Geol. B.-A. **1973,** Wien 1973, b.

GEYSSANT J.: Sur la Présence d'éléments détriques cristallophylliens dans la série post-triasique des Massifs des Alpes de Stubai (Alpes Orientales Centrales): Consequences Paléotectoniques. – C. R. Acad. Sc. Paris **278,** sér **O.,** Paris 1974.

GIESE P.: Crustal structure of the Ivrea Zone within the frame of the alpine crustal structure. – Mem. Scienze Geol. **33,** Padova 1979.

GIESE P., GÜNTHER K. & REUTTER K.-J.: Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins. – Z. Dt. Geol. Ges. **120,** Hannover 1970.

GLAESSNER M.: Augensteinschotter im Bereich des Semmeringkalkes und die geologischen Verhältnisse des Fundgebietes. – Verh. Geol. B.-A. **1935,** Wien 1935.

GÖD R.: Petrologische Untersuchungen an einem alpinotypen Granitgneis und seinen Hüllgesteinen („Villacher Granitgneis"), Kärnten, Österreich. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 23,** Wien 1976.

GÖRLICH W.: 1348–1948 „Die perg vielen umb pei Villach ..." In: Das große Erdbeben zu Villach anno 1348, Villach: Heuß u. Schleifer 1948.

GÖTTLICH K.: Moor- und Torfkunde. – Stuttgart: Schweizerbart, 1976.

GÖTZINGER G.: Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. – Mitt. Geogr. Ges. Wien **52,** Wien 1913.

GÖTZINGER G.: Weitere Mitteilungen über Augensteinfunde. – Verh. Geol. R.-A. **1915,** Wien 1915.

GÖTZINGER G.: Studien in den Kohlengebieten des westlichen Oberösterreichs. – Jb. Geol. B.-A. **74,** Wien 1925.

GÖTZINGER G.: Analogien im Eozänflysch der mährischen Karpaten und der Ostalpen. – Ber. Reichsamt Bodenf. **1944,** Wien 1944.

GÖTZINGER G.: Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. – Jb. Geol. B.-A. **94,** Wien 1951.

GÖTZINGER G.: Die Flyschzone. – In: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, 1:75.000. – Wien: Geol. B.-A. 1954.

GÖTZINGER G. & BECKER H.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches. – Jb. Geol. B.-A. Wien **82,** Wien 1932.

GÖTZINGER G. & EXNER CH.: Kristallingerölle und Scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. – In: Skizzen zum Antlitz der Erde. – Wien: Hollinek 1953.

GÖTZINGER G. & VETTERS H.: Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl; seine Abhängigkeit vom Untergrund in Gesteinsausbildung und Gebirgsbau. – Jb. Geol. B.-A. **73,** Wien 1923.

GÖTZINGER K.: Zur Kenntnis der helvetischen Zone zwischen Salzach und Alm (Vorläufiger Bericht). – Verh. Geol. B.-A. **1937,** Wien 1937.

GOHRBANDT K. (mit Beitr. v. A. PAPP & H. STRADNER): Zur Gliederung des Paläogens im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. – Mitt. Geol. Ges. **56** (1963), Wien 1964.

GORTANI M.: La serie paleozoica delle Alpi Carniche. – Atti della R. Academia Naz. dei Lincei, Rendiconti **1921,** Ser. **5,** 30, Rom 1921, a.

GORTANI M.: Progressi nella conoscenca geologica delle Alpi Carniche Principali. – Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. **34,** Pisa 1921, b.

GORTANI M.: Le linee orotettoniche delle Alpi Carniche. – Atti VIII. Congr. Geogr. Ital., Florenz 1922.
GORTANI M.: Nuove ricerche geologiche nelle Alpi Carniche. – Boll. Soc. geol. Italiana **43,** Rom 1924.
GORTANI M.: Le linee orotettoniche delle Alpi Carniche II. – Atti IXte Congr. Geogr. Ital., Genua 1926.
GORTANI M.: La serie paleozoica nella Alpi Carniche e nella Sardinia. – C. R. Congr. géol. intern., XIV. Sess., Espagne 1926, **2.** Bd. Madrid 1927.
GORTANI M.: Alpi Carniche e stili tettonici. – Atti Acad. Sci. Bologna 1957.
GOTTSCHLING H.: Zur Geologie und Stratigraphie der Losensteiner Kreidemulde im Raume Stiedelsbach – Pechgraben (Ennstal, OÖ.). – Wien 1971. – Diss., Phil. Fak., Univ. Wien.
GOTTSCHLING P.: Zur Geologie der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich von Glashütte bis Bernreith (Niederösterreich). – Mitt. Geol. Ges. Wien **58** (1965), Wien 1966.
GRABER H. V.: Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrande der Böhmischen Masse. – Verh. Geol. B.-A. **1936,** Wien 1936.
GRÄF W.: Ablagerungen der Gosau von Kainach. – Mitt. Abt. Geol. Landesmus. Joanneum, **SH 1,** Graz 1975.
GRAUERT B.: Die Entwicklungsgeschichte der Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmung. – München 1969. – Diss., phil.-naturwiss. Fak., Univ. Bern.
GRAUERT B. & ARNOLD A.: Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs. – Contrib. Mineral. Petrol. **20,** Berlin 1968.
GRAUERT B., HÄNNY R. & SOPTRAJANOVA G.: Isotopic Ages of Paragneisses and Anatectic Rocks of the Moldanubicum of Eastern Bavaria. – Annal. Soc. Géol. Belgique **94,** Liége 1971.
GRAUERT B., HÄNNY R. & SOPTRAJANOVA G.: Age and Origin of Detrital Zircons from the Pre-Permian Basements of the Bohemian Massif and the Alps. – Contrib. Mineral. Petrol. **40,** Berlin 1973.
GRENGG R.: Über einen Lagergang von Pikrit im Flysch bei Steinhof (Wien XIII.). – Verh. Geol. R.-A. **1914,** Wien 1914.
GRILL R.: Das Oligocänbecken von Gallneukirchen bei Linz a. D. und seine Nachbargebiete. – Mitt. Geol. Ges. Wien **28** (1935), Wien 1937.
GRILL R.: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofauna im Wiener Becken und in den benachbarten Molasseanteilen. – Erdöl u. Kohle **37,** Berlin 1941.
GRILL R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Becken. – Mitt. Reichsstelle Bodenf. **7,** Wien 1943.
GRILL R.: Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. – Verh. Geol. B.-A. **1945,** Wien 1947.
GRILL R.: Über den Stand der Erforschung der österreichischen Tertiärbeckens. – Verh. Geol. B.-A., Sh. **C,** Wien 1952.
GRILL R.: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn. – Jb. Geol. B.-A. **96,** Wien 1953.
GRILL R.: Österreichs aufgeschlossene Erdölreserven und seine Erdölhoffnungsgebiete. – Erdöl-Z. **72,** Wien 1956.
GRILL R.: Die stratigraphische Stellung des Hollenburg-Karlstettener Konglomerates (Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A. **1957,** Wien 1957.
GRILL R.: Über den geologischen Aufbau des Außeralpinen Wiener Beckens. – Verh. Geol. B.-A. **1958,** Wien 1958.
GRILL R.: Untergrenze und Gliederung des Miozäns im Wiener Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien **52** (1959), Wien 1960.
GRILL R.: Beobachtungen an Großaufschlüssen im Flysch des Wienerwaldes. – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962, a.
GRILL R.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1 : 50.000. – Wien: Geol. B.-A. 1962, b.
GRILL R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf, 1:75.000. – Wien: Geol. B.-A. 1968.
GRILL R.: Berichte über Begehungen auf den Blättern Wien und Preßburg der Österreichischen Karte 1:200.000. – Verh. Geol. B.-A. **1971–78,** Wien 1970–1979.
GRILL R.: Bericht über Begehungen auf den Blättern Wien und Preßburg der Österreichischen Karte 1:200.000. – Verh. Geol. B.-A. **1974,** Wien 1974.
GRILL R.: Bericht 1975 über stratigraphische Untersuchungen in den Beckenrandprofilen der Molasse auf Blatt 22, Hollabrunn. – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976.
GRILL R. & KAPOUNEK J.: Waschbergzone und Erdölfelder. – Exkursionen der Geologischen Gesellschaft – Mitt. Geol. Ges. Wien **57,** Wien 1964.
GRILL R. & KÜPPER H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1:75.000. – Wien: Geol. B.-A. 1954.
GRILL R. & WALDMANN L.: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. – Jb. Geol. B.-A. **94** (1949–1951), Wien 1950.
GROSCHOPF R.: Zur Petrographie und Tektonik des Paläozoikums im östlichen Klagenfurter Becken (Ostalpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. **19,** Wien 1970.
GROTTENTHALER W.: Zur Geologie des Tschirgant zwischen Gurgltal im Norden und dem Kalkalpen-Südrand (Tirol). – München 1968. Unveröff. Dipl.-Arb., Geol. Inst., Techn. Hochsch. München.
GROTTENTHALER W.: Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Pyhrnpaß. – München: Photodruck 1972. Auszug Diss., Fak. Allg. Wiss., Techn. Univ. München.
GRUBINGER H.: Geologie und Tektonik der Tennengebirgs-Südseite. – In: Skizzen zum Antlitz der Erde (Kober-Festschrift), Wien: Hollinek 1953.
GRÜN W., KITTLER G. et al: Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes. – Jb. Geol. B.-A. **115,** Wien 1972.
GRÜN W., LAUER G. et al: Die Kreide-Tertiär-Grenze im Wienerwaldflysch bei Hochstraß (Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964.
GRÜN W., NIEDERMAYR G. et al.: Untersuchungen an der Autobahn (Westeinfahrt, km 281, 985–282,350), SW Dürrwien (Flysch, Kahlenberger Decke) (Vorbericht). – Mitt. Ges. Geol. Bergbau-Stud. **12,** Wien 1961.
GUDDEN H.: Manganerzvorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen. – Erzmetall **22,** Stuttgart 1969.
GUTDEUTSCH R. & ARIC K.: Erdbeben im ostalpinen Raum. – Arb. Zentralanst. Meteorol. Geodyn. **19,** Wien 1976.
GUTENBERG B. & RICHTER C. F.: Magnitude and Energy of Earthquakes. – Ann. Geofis. **9,** Roma 1956.
GWINNER M. P.: Geologie der Alpen: Stratigraphie, Paläogeographie u. Tektonik. – 2. Aufl. – Stuttgart: Schweizerbart 1978.
GZOVSKY M. V., GRIGORIEV A. S. et al: Tectonophysical characteristics of stresses, earth crust slow deformations and earthquake mechanism. – IUGG Proc. of the Conf. of Sci., Moscow Meetings from August 2–14, 1971. – IAS-PEI-C. Rend. No. **17,** Moskva 1971.
HAAS H.: Die Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Gumpental. – Graz 1956, Phil. Diss., Univ. Graz.
HABERFELLNER E.: Graptolithen aus dem unteren Ordovizium von Gaishorn im Paltental. – Verh. Geol. B.-A. **1931,** Wien 1931, a.
HABERFELNER E.: Graptolithen aus dem Untersilur des Salberges bei Liezen im Ennstal. – Verh. Geol. B.-A. **1931,** Wien 1931, b.
HABERFELNER E.: Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. – Mitt. Abt. Bergb. Landesmus. Joanneum **2,** Graz 1935.

HABERFELNER E.: Die Geologie der österreichischen Eisenerzlagerstätten. – Z. Berg-, Hütten- und Salinenwesen Deutsch. R. **1937**, Berlin 1937.

HABERFELNER E. & HERITSCH F.: Graptolithen aus dem Weiritzgraben bei Eisenerz. – Verh. Geol. B.-A. **1932**, Wien 1932.

HACQUET B.: Mineralogisch-botanische Lustreise von dem Berge Terglou in Krain zu dem Berge Glokner in Tyrol, im Jahr 1779 und 81. – 2. Aufl. – Wien: J. P. Kraus 1784.

HADITSCH J. G.: Die Cu-Ag-Lagerstätte Seekar. (Salzburg). – Archiv Lagerstättenf. Ostalpen **2**, Leoben 1964.

HADITSCH J. G.: Die Talklagerstätte Oberdorf an der Laming. – Arch. Lagerstättenf. Ostalpen **4**, Leoben 1966.

HADITSCH J. G.: Monographie der Zeiringer Lagerstätten. – Arch. Lagerstättenf. Ostalpen **6**, Leoben 1967.

HADITSCH J. G.: Die Manganerzlagerstätten der Veitsch.- Arch. Lagerstättenf. Ostalpen **7**, Leoben 1968.

HADITSCH J. G. & LASKOVIC F.: Ein Beitrag zur Kenntnis steirischer Ziegeleirohstoffe. – Arch. Lagerstättenf. Ostalpen **2.** Sonderbd. (O. M. Friedrich-Festschrift), Leoben 1974.

HADITSCH J. G. & MOSTLER H.: Die Fahlerzlagerstätte auf der Gratl-Spitze (Thienberg bei Brixlegg). – Arch. Lagerstättenf. Ostalpen **9**, Leoben 1969.

HADITSCH J. G. & MOSTLER H.: Die Kupfer-Nickel-Kobaltvererzung im Bereich Leogang. – Arch. Lagerstättenf. Ostalpen **11**, Leoben 1970.

HADITSCH J. G. & MOSTLER H.: Mineralisationen im Perm der Ostalpen. – Carinthia **II 84** (1974), Klagenfurt 1975.

HAENEL R. & ZOTH G.: Heat Flow Measurements in Austria and Heat Flow Maps of Central Europe. – Z. f. Geophysik **39**, Würzburg 1973.

HÄUSLER H.: Eine stratigraphisch auswertbare Mikrofauna aus den Kahlenbergerschichten bei Wien (Flyschzone). – Anz. Österr. Akad. Wiss. math.-nat. Kl. **112** (1975), Wien 1976.

HAGN H.: Das Alter der Konglomerate des Tratenbachs bei Lenggries (Bayr. Alpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1951**, Stuttgart 1951.

HAGN H.: Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. – Mitt. Bayer. Staatsamml. Paläont. etc. **7**, München 1967.

HAGN H.: Über Gosau-Gerölle mit Großforaminiferen der höchsten Oberkreide aus der Subalpinen Molasse des bayerischen Alpenvorlandes. – Mitt. Bayer. Staatsamml. Paläont. etc. **11**, München 1971.

HAGN H.: Über kalkalpine paläozäne und untereozäne Gerölle aus dem bayerischen Alpenvorland. – Mitt. Bayer. Geol. Staatssamml. Paläont. etc. **12**, München 1972.

HAGN H.: Die älteste Molasse im Chiemgau / östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc. **18**, München 1978.

HAGN H. & OTT E.: Ein Geröll mit Elaniella elegans PFENDER u. BASSE (Paläozän, Kalkalpin) aus der Subalpinen Molasse N Salzburg. – Mitt. Bayer. Geol. Staatssamml. Paläont. etc. **15**, München 1975.

HAGN H. & ZEIL W.: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. – Eclogae Geol. Helv. **47**, Basel 1954.

HAHN F. F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. – Mitt. Geol. Ges. Wien **6**, Wien 1913.

HAHN F. F.: Ergebnisse von Spezialforschungen in den deutschen Alpen: 3. Die Kalkalpen Südbayerns. – Geol. Rundschau **5**, Leipzig 1914–1919.

HAHN G. & HAHN R.: Triboliten aus dem Unter-Karbon (Dinantium) von Nötsch/Österreich. – Geologica et Palaeontologica **7**, Marburg 1973.

HAHN G. & HAHN R.: Trilobiten aus dem Unter-Karbon der Veitsch (Steiermark, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1977**, Stuttgart 1977.

HAHN L.: Zur Stratigraphie, Struktur und Stellung des Drauzuges. Lienzer Dolomiten, Westliche und Zentrale Gailtaler Alpen. – Erlangen 1966. – Diss., Naturwiss. Fak. Univ. Erlangen – Nürnberg.

HAIDEN H.: Über neue Silurversteinerungen in der nördlichen Grauwackenzone auf der Entachenalm bei Alm im Pinzgau. – Verh. Geol. B.-A. **1936**, Wien 1936.

HAJEK H.: Die geologischen Verhältnisse des Gebietes N Feistritz-Pulst im Glantal, Kärnten. – Mitt. Geol. Ges. Wien **55** (1962), Wien 1963.

HAJEK H.: Die phyllitischen Serien der Gerlitzen. – In: Zur Geologie des Gerlitzenstockes in Kärnten (FRITSCH W. & HAJEK H.). – Carinthia **II**, **75**, Klagenfurt 1965.

HAJEK H.: Über das Auftreten von roteisensteinführenden Porphyroidhorizonten im steirischen Erzberg. – Archiv Lagerstättenf. Ostalpen **4**, Leoben 1966.

HAJOS M.: Kieselgurvorkommen im Tertiärbecken von Aflenz (Stmk.) mit einem Beitrag von H. F. HOLZER. – Mitt. Geol. Ges. Wien **63** (1970), Wien 1972.

HALBMAYER H.: Neuaufnahme des Wechselgebietes im Raume Aspang – St. Corona – Trattenbach. – Wien 1970, phil. Diss., Univ. Wien.

HALDIMANN P. A.: Arosa- und Madrisazone im Gebiet zwischen Klosters und Gafiental (GR) – Eclogae Geol. Helv. **68**, Basel 1975.

HAMANN P. J. & KOCKEL C. W.: Luitpoldzone, Bärgündele und das Ende der Lechtaldecke. – Geol. Rundschau **45** (1956/57), Stuttgart 1957.

HAMEDANI A.: Die mechanische Analyse der N-S streichenden Störungen am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen unter Berücksichtigung der Weyerer Bögen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **23**, Wien 1976.

HAMMER W.: Die Schichtfolge und der Bau des Jaggl im oberen Vintschgau. – Jb. Geol. R.-A. **61**, Wien 1911.

HAMMER W.: Das Gebiet der Bündner Schiefer im tirolischen Oberinntal. – Jb. Geol. R.-A. **64**, Wien 1914.

HAMMER W.: Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). – Jb. Geol. R.-A. **68** (1918), Wien 1919.

HAMMER W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Nauders 1:75.000. – Wien: Geol. B.-A. 1923.

HAMMER W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck 1:75.000. – Wien: Geol. B.-A. 1924.

HAMMER W.: Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. – Jb. Geol. B.-A. **74** (1924), Wien 1925.

HAMMER W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal. M. 1:75.000. – Wien: Geol. B.-A. 1929.

Handbuch der Historischen Stätten Österreichs. – 2 Bde. – Kröners Taschenbuchausgabe **278** u. **279**, Stuttgart 1966 u. 1970.

HANIEL C. A.: Die geologischen Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgern bis zum Wilden. – Z. Dt. Geol. Ges. **63**, Berlin 1911.

HANSELMAYER J.: Der Kelyphitamphibolit aus dem Krastal bei Treffen in Kärnten. – Carinthia **II 85**, Klagenfurt 1975.

HANTKE R.: Eiszeitalter. – Bd. 1. – Thun: Ott 1978.

HARRE W., KREUZER H. et al: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). – Geol. Jb. **86**, Hannover 1968.

HARSCH W.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeografische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpaß und Rhein etc. – München 1968. Diss., Fak. Allg. Wiss., Techn. Hochsch. München.

HARSCH W.: Zur Sedimentologie und Paläogeographie der Raibler Schichten (Ober-Trias) im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **121** (1969), Hannover 1970.

HARTL H.: Geologie der Kalkalpen und der Flyschzone im

Raume Frankenfels und Plankenstein, N.Ö. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien **2,** H. 1, Wien 1950.

HATTINGER G.: Die Sole- und Salzgewinnung Österreichs in den letzten 50 Jahren (1918–1968). – Österr. Berg- u. Hüttenkalender **1969,** Wien 1969.

HAUER F. von: Versteinerungen von Dienten in Salzburg. – Ber. Mitt. Freunde d. Naturwiss. (HAIDINGER W., Hrsg.) **1,** Wien 1847.

HAUER F. von: Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **25,** Wien 1857.

HAUG É.: Sur les nappes de charriage des Salzkammergut (environs d'Ischl et d'Aussee). – C. R. Acad. Sci. **147,** Paris 1908.

HAUG E. & LUGEON M.: Sur l'existence dans le Salzkammergut de quatre nappes de Charriage superposées. – C. R. Acad. Sci. **139,** Paris 1904.

HAUSER A.: Die Lehme und Tone Steiermarks, I. Teil: Allgemeines und Übersicht über die steirischen Vorkommen. – Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks **11,** Graz 1952.

HAUSER A. & BRANDL W.: Das Alter des Sölker Marmors. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk. **86,** Graz 1956.

HAUSER CH.: Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Kreuzbergstraße und Reißkofel (Kärnten). Mikrofazielle Untersuchungen im Alpinen Muschelkalk der zentralen Gailtaler Alpen (Kärnten). – Innsbruck 1975. Diss., Univ. Innsbruck.

HAUSER Ch.: Geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt Zirl (117). – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.

HAUSER L.: Petrographische und geologische Studien am Westende des Kletschachgneiszuges (Steiermark). – Cbl. Min. Petr. etc. **1934,** Abt. A, Stuttgart 1934.

HAUSER L.: Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiet der Kaintaleckschollen. – Jb. Geol. B.-A. **88,** Wien 1938.

HAVLENA V.: Late Palaeozoic Palaeogeography of Czechoslovakia and the Plzen Basin. – Folia Mus. Rer. Natur. Bohemiae Occ., Plzen **7,** Plzen 1976.

HAVLICEK V.: Evolution of Ordovician Brachiopod Communities in the Mediterranean Province. – In: The Ordovician System: Proceedings of a Paleont. Ass. Symp. (BASSET M. G., Hrsg.). – Cardiff: Univ. of Wales Press & Nat. Mus. 1976.

HAWKESWORTH C. J.: Rb/Sr. Geochronology in the Eastern Alps. – Contrib. Min. Petrol. **54,** Berlin 1976.

HAWLE H., KRATOCHVIL H. et al: Reservoir Geology of the Carbonate Oil and Gas Pools of the Vienna Basin. – 7th World Petroleum Congress, Proceedings **2,** Mexico 1967.

HEGEMANN F.: Über extrusiv-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen. II. Teil: Blei-Zinklagerstätten. – Erzmetall **13,** Stuttgart 1960.

HEIM A., BAUMBERGER E. et al: Die subalpine Molasse im westlichen Vorarlberg. – Viertel-Jahresschrift Naturf. Ges. Zürich **73,** Zürich 1928.

HEIM A., BAUMBERGER E. & FUSSENEGGER S.: Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins (Vorarlberg und Ostschweiz). – Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. **68,** Zürich 1933.

HEIM A., SEITZ O. & FUSSENEGGER S.: Die Mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. – Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. **69,** Zürich 1934.

HEINISCH H. & SCHMIDT K.: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. – Geol. Rundschau **65,** Stuttgart 1976.

HEINRICH M.: Zur Geologie des Jungtertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung. – Jb. Geol. B.-A. **120,** Wien 1977.

HEISSEL G.: Neues zur Deckentektonik im nördlichen Karwendel. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **5,** H. 5, Innsbruck 1976.

HEISSEL G.: Geologische Aufnahmen auf Blatt Innsbruck (118). – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.

HEISSEL W.: Das Kaisergebirge. – Verh. Geol. B.-A. Sdh. **A,** Wien 1951.

HEISSEL W.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Hochkönig (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A. **96,** Wien 1953.

HEISSEL W.: Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales. – Jb. Geol. B.-A. **97,** Wien 1954, a.

HEISSEL W.: Die grünen Werfener Schichten von Mitterberg (Salzburg). – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 4,** Wien 1954, b.

HEISSEL W.: Die „Hochalpenüberschiebung" und die Brauneisenerzlagerstätten von Werfen – Bischofshofen (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A. **98,** Wien 1955.

HEISSEL W.: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes. – Mitt. Geol. Ges. Wien **48** (1955), Wien 1957.

HEISSEL W.: Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien **50** (1957), Wien 1958.

HEISSEL W.: Die Großtektonik der westlichen Grauwackenzone und deren Vererzung, mit besonderem Bezug auf Mitterberg. – Erzmetall **21,** Stuttgart 1968.

HEISSEL W.: Verrucano in Westösterreich. – Verh. Geol. B.-A. **1972,** Wien 1972.

HEKEL H.: Nannoplanktonhorizonte und tektonische Strukturen in der Flyschzone nördlich von Wien (Bisambergzug). – Jb. Geol. B.-A. **111,** Wien 1968.

HELMCKE D.: Geologie der südlichen Klostertaler Alpen (Vorarlberg/Österreich). Erläuterungen zur geologischen Karte der südlichen Klostertaler Alpen 1:25.000. – Geologica et Palaentologica **8,** Marburg 1974.

HELMCKE D. & PFLAUMANN U.: Zur „Transgression" der mittleren Kreide im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Vorarlberg, Österreich). – Geologica et Palaeontologica **5,** Marburg 1971.

HELMCKE D. & THIERBACH J.: Die Tektonik des Südrandes der Klostertaler Alpen (Vorarlberg). – Jb. Geol. B.-A. **115,** Wien 1972.

HENRY B.: Microtectonique et anisotropie de susceptibilité magnétique du Massif tonalitique des Rieserferner – Vedrette di Ries (Frontière italo-autrichienne). – Tectonophysics **27,** Amsterdam 1975.

HERITSCH F.: Geologische Studien in der „Grauwackenzone" der Nordöstlichen Alpen. I. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Hohentauern. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **116,** Abt. **I,** Wien 1907.

HERITSCH F.: Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze (Ostalpen). – Handb. d. Regional. Geol. **18,** Bd. **II/5,** Heidelberg 1915.

HERITSCH F.: Korallen aus dem Kalk des Triebenstein-Sunk bei Hohentauern etc. – Mitt. Geol. Ges. Wien **9** (1916), Wien 1917.

HERITSCH F.: Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz. I. Die Fauna und Stratigraphie der Schichten mit Heliolites barrandei. II. Die geologische Stellung der Schichten mit Heliolites barrandei in der Umgebung von Graz (mit Ausschluß des Hochlantschgebietes). – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **92,** Wien 1915/1917.

HERITSCH F.: Fossilien aus dem Unterkarbon von Nötsch. – Carinthia **II 28,** Klagenfurt 1918, a.

HERITSCH F.: Transversalbeben in den nordöstlichen Alpen. – Mitt. Erdb. Komm. **N. F. 53,** Wien 1918, b.

HERITSCH F.: Die Grundlagen der alpinen Tektonik. – Berlin: Borntraeger 1923.

HERITSCH F.: Zur Geologie der östlichen Zentralalpen. – Geol. Rundschau **16,** Berlin 1925.

HERITSCH F.: Die Deckentheorie in den Alpen (Alpine Tektonik 1905–1925). – Fortschr. Geol. Paläont. **17,** Berlin 1927, a.

HERITSCH F.: Eine Koralle von der Vordernberger Mauer in Obersteiermark. – Verh. Geol. B.-A. **1927,** Wien 1927, b.
HERITSCH F.: Aus dem Paläozoikum des Vellachtales. – Jb. Geol. B.-A. **77,** Wien 1927, c.
HERITSCH F.: Faunistische Beziehungen des eß von Böhmen zum e der Alpen. – Vést. Stat. Geol. Ústavu Československ. Rep. **4,** Prag 1928, a.
HERITSCH F.: Das tektonische Fenster von Fischbach. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien **101,** Wien 1928, b.
HERITSCH F.: Korallen aus dem Karbon der Veitsch in Obersteier. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. **I, 137,** Wien 1928, C.
HERITSCH F.: Faunen aus dem Silur der Ostalpen. – Abh. Geol. B.-A. **23,** Wien 1929, a.
HERITSCH F.: Trilobitenreste aus dem Unterkarbon von Nötsch. – Mitt. nat. Ver. Stmk. **66,** Graz 1929, b.
HERITSCH F.: Eine Koralle aus der Grauwackenzone der Veitsch in Obersteiermark. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. **I, 139,** Wien 1930.
HERITSCH F.: Graptolithen aus dem Sauerbrunngraben bei Eisenerz. – Verh. Geol. B.-A. **1931,** Wien 1931, a.
HERITSCH F.: Versteinerungen vom Erzberg bei Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A. **81,** Wien 1931, b.
HERITSCH F.: Die Stellung der Eklogitfazies im oberostalpinen Kristallin der Ostalpen. – Centralbl. Min. etc. **1932,** Abt. **B,** Stuttgart 1932.
HERITSCH F.: Unterkarbonische Korallen aus Sunk bei Trieben (Grauwackenzone von Obersteiermark). – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **70,** Graz 1933.
HERITSCH F.: The Graptolitic Faunas of the Gotlandian in the Eastern Alps and their Relationships. – Geol. Mag. **71,** London 1934, a.
HERITSCH F.: Rugose Korallen aus dem Unterkarbon von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **71.** Abt. **8,** Stuttgart 1934, b.
HERITSCH F.: Das Erdbeben von Obdach-Reichenfels am 3. Oktober 1936. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **73,** Graz 1936, a.
HERITSCH F.: Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – Graz: Geol. Inst. Univ. Graz 1936, b.
HERITSCH F.: Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa. – Geol. Rundschau **30,** Stuttgart 1939.
HERITSCH F.: Das Paläozoikum. – In: Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen, Bd. I. – Berlin: Bornträger 1943.
HERITSCH F. & CZERMAK F.: Geologie des Stubalpen-Gebirges. – Graz: Ulrich Moser 1923.
HERITSCH F., KAHLER F. & METZ K.: Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. – Mitt. Geol. Ges. Wien **26** (1933), Wien 1934.
HERITSCH F. & KÜHN O.: Die Südalpen. – In: Geologie von Österreich (SCHAFFER F. X., Hrsg.). – 2. Aufl. – Wien: Deuticke 1951.
HERITSCH F. & SCHWINNER R.: Das geologische Profil des Prebers. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **60,** Graz 1924.
HERITSCH H.: Die Gesteine des Gailtaler Kristallinzuges zwischen Birnbaum und Dellach im Gailtal. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **77/78,** Graz 1949.
HERITSCH H.: Exkursion in das Kristallin der Koralpe. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **93,** Graz 1963.
HERITSCH H.: Olivin und Klinohumit aus einem Dolomitmarmor der Koralpe, Steiermark. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 9,** Wien 1964.
HERITSCH H.: Die Bildungsbedingungen von alpinotypem Eklogitamphibolit und Metagabbro, erläutert an Gesteinen der Koralpe, Steiermark. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 19,** Wien 1973.
HERITSCH H. & PAULITSCH B.: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. – Jb. Geol. B.-A. **101,** Wien 1958.
HERITSCH H. & TEICH TH.: Zur Genese des Augengneiszuges von der östlichen Gleinalpe in die westliche Stubalpe. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **112** (1975), Wien 1976.
HERM D.: Die Schichten der Oberkreide (Untere, Mittlere und Obere Gosau) im Becken von Reichenhall (Bayerische/Salzburger Alpen). – Z. Dt. Geol. Ges. **113** (1961), Hannover 1962.
HERM D. & BUTT A. A.: Vergleich der oberkretazischen Ablagerungsbedingungen von der kalkalpinen Gosau über Flysch, Ultrahelvetikum bis zum Helvetikum. – Int. Symp. „Geodynamik der Ostalpen", Salzburg 1975.
HERM D., BUTT A. A. & IBRAHIM H.: Die paläogeographische Entwicklung der inneralpinen Oberkreide östlich und westlich des Inntales. – Ber. Arbeitsbespr. Geotraverse 1a Salzburg (BÖGEL H., Hrsg.), München: Inst. Geol., T. H., 1973.
HERTWECK G.: Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiete der Triesting und der Piesting usw. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien **12,** Wien 1961.
HERTWECK G.: Die tektonische Gliederung der Kalkalpen im Bereich des Schwechattales und des Hohen Lindkogels (N.Ö.). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **101,** Wien 1964.
HERTWECK G.: Schwechatfenster und Schwechathalbfenster. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **102,** Wien 1965.
HESS W.: Über den Jaggl (Cima del Termine) am Reschenpaß, Südtirol und seine Deutung. – Ecl. Geol. Helv. **55,** Basel 1962.
HESSE R.: Herkunft und Transport der Sedimente im Bayerischen Flyschtrog. – Z. Dt. Geol. Ges. **116,** Hannover 1965.
HESSE R.: Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. – Geologica et Paläontologica Sbd. **2,** Marburg 1973.
HESSE R.: Turbiditic and nonturbiditic Mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. – Sedimentology **22,** Amsterdam 1975.
HESSE R. & BUTTA A.: Paleobathymetry of Cretaceous turbidit basins of the East Alps relative to the calcite compensation level. – J. Geology **84,** Chicago 1976.
HEUBERGER H.: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal. – Wiss. Alpenvereinsh. **20,** Innsbruck 1966.
HEUBERGER H.: Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. – Eiszeitalter und Gegenwart **19,** Öhringen/Württemberg 1968.
HEUGEL W.: Die Ophiolithe des Piz Mundin (Unterengadin). – Bern 1975 Lizenziatsarbeit, Mineralogisch-Petrographisches Institut, Univ. Bern.
HICKEL W. J.: Geothermal Energy. – Seattle: University of Alaska 1972.
HIESSLEITNER G.: Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. – Jb. Geol. B.-A. **79,** Wien 1929, a.
HIESSLEITNER G.: Das Nickelkobalterzvorkommen Zinkwand-Vöttern in den Niederen Tauern bei Schladming. – Berg- u. Hüttenm. Jb. **77,** Wien 1929, b.
HIESSLEITNER G.: Zur Geologie der Erzführenden Grauwakkenzone von Radmer bei Hieflau. – Jb. Geol. B.-A. **81,** Wien 1931.
HIESSLEITNER G.: Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich. – Jb. Geol. B.-A. **92** (1947), Wien 1949.
HILLEBRANDT A.: Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen). – Z. Dt. Geol. Ges. **113** (1961), Hannover 1962.
HINTE J. E. van: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A. Sbd. **8,** Wien 1963.
HINTERLECHNER K.: Geologische Mitteilungen über ost-

böhmische Graphite und ihre stratigraphische Bedeutung für einen Teil des kristallinen Territoriums der böhmischen Masse. – Verh. Geol. R.-A. **1911,** Wien 1911.

HIRSCH F.: Étude stratigraphique du Trias Moyen de la région de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). – Mitt. Geol. Inst. Eidg. Techn. Hochsch. u. Univ. Zürich **N. F. 80,** Zürich 1966.

HÖCK V.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Geras (8), Retz (9) und Horn (21) in den Jahren 1968 und 1969. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1969 und 1970.

HÖCK V.: Zur Metamorphose mesozoischer Metasedimente in den mittleren Hohen Tauern (Österreich), – Schweiz. Min. Petr. Mitt. **54,** Zürich 1974, a.

HÖCK V.: Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien **66–67** (1973–1974), Wien 1974, b.

HÖCK V. & SCHLAGER W.: Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergbreccien des Tennengebirges (Salzburg). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **101,** Wien 1964.

HÖCK V. & SCHRAMM J. M.: Zur Metamorphose eines N-S Profiles von den Nördlichen Kalkalpen (Salzburg) bis in den zentralen Teil der Hohen Tauern (Großglocknergebiet). – Int. Sympos. „Geodynamik der Ostalpen" München/Salzburg 1975.

HÖCK V. & VETTERS W.: Bericht über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21) in den Jahren 1972–1974. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1973–1975.

HOEFER H.: Die Erdbeben Kärntens und deren Stoßlinien. – Denkschr. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **II 42,** Wien 1880.

HÖFER H.: Das Alter der Karawanken. – Verh. Geol. R.-A. **1908,** Wien 1908.

HÖFLE H. C.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen in der Liebensteiner Decke im Allgäu und in Vorarlberg. – Berlin 1971, Diss., Freie Univ. Berlin.

HÖLL K.: Scheelitvorkommen in Österreich. – Erzmetall **24,** Stuttgart 1971.

HÖLL K.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **N. F. 157 A-B,** München 1975.

HÖLL R.: Scheelitprospektion und Scheelitvorkommen im Bundesland Salzburg/Österreich. – Chemie der Erde **28,** Jena 1969.

HÖLL R.: Die Zinnobervorkommen im Gebiet der Turrach (Nock-Gebiet–Österreich) und das Alter der Eisenhutschieferserie. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1970,** Stuttgart 1970.

HÖLL R. & MAUCHER A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. – Sitzungsber. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **1967,** München 1968.

HÖLL R. & MAUCHER A.: The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. – In: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Vol. **5** (WOLF K. H., Hrsg.). – Amsterdam: Elsevier 1976.

HÖLL R., MAUCHER A. & WESTENBERGER H.: Synsedimentary-diagenetic ore fabrics in the strata- and time-bound scheelite deposits of Kleinarltal and Felbertal in the Eastern Alps. – Mineralium Deposita **7,** Berlin 1972.

HÖLLER H.: Ein Vulkanischer Tuff aus den Reiflinger Kalken, E von Groß-Reifling. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **100,** Wien 1963.

HÖLZL K.: Neuere Untersuchungen im östlichen Salzkammergut. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **70,** Wien 1933.

HOERNES R.: Vorlage einer geologischen (Manuskript) Karte der Umgebung von Graz. – Verh. Geol. R.-A. **180,** Wien 1880.

HOERNES R.: Erdbeben und Stoßlinien Steiermarks. – Mitt. Erdb. Komm. **N. F. 7,** Wien 1902.

HOERNES S.: Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. – Tscherm. Min. Petrograph. Mitt. **3. F. 15,** Wien 1971.

HOERNES S. & HOFFER E.: Der Amphibolitzug des mittleren Ötztales (Tirols). – Veröff. Tiroler Landesmus. Ferdinandeum **53,** Innsbruck 1973.

HOERNES S. & PURTSCHELLER F.: Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllites. – Ber. med.-nat. Ver. Innsbruck **58,** Innsbruck 1970.

HÖTZL H.: Zur Kenntnis der Tressenstein-Kalke (Ober-Jura, Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **123,** Stuttgart 1966.

HOFFERT E.: Zur Geomorphologie und Geologie der Lienzer Dolomiten. – Berlin 1975, Diss., Fachber. Geowiss., Freie Univ.-Berlin.

HOFFMANN K.: Aufnahmsbericht. – Verh. Geol. R.-A. **1877,** Wien 1877.

HOFMANN E.: Tertiäre Pflanzenreste von verschiedenen österreichischen Lagerstätten. – Mit einem Beitrag von BECK H. – Mitt. Geol. Ges. Wien **25,** Wien 1933.

HOFMANN E.: Florenbilder aus der Vorwelt Österreichs. – In: KÜPPER H. et al.: Skizzen zum Antlitz der Erde (Kober-Festschrift), Wien: Hollinek 1953.

HOHENEGGER J. & LEIN R.: Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **24,** Wien 1977.

HOHENEGGER J. & LOBITZER H.: Die Foraminiferen-Verteilung in einem obertriadischen Karbonatplattform-Bekken-Komplex der östlichen Nördlichen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971.

HOHENEGGER J. & PILLER W.: Ökologie und systematische Stellung der Foraminiferen im gebankten Dachsteinkalk (Obertrias) des nördlichen Toten Gebirges (Oberösterreich). – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. **18,** Amsterdam 1975.

HOINKES G., PURTSCHELLER F. & SCHANTL J.: Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Tirol). – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 18,** Wien 1972.

HOLDHAUS K.: Über die Auffindung von Trias im Königstuhlgebiet in Kärnten. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **58,** Wien 1921.

HOLLER H.: Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. – Carinthia **II,** Sh. **7,** Klagenfurt 1936.

HOLLER H.: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **96,** Wien 1951.

HOLLER H.: Der Blei-Zinkerzbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik. – Carinthia **II 63,** Klagenfurt 1953.

HOLLER H.: Zur Stratigraphie des Ladins im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. – Carinthia **II 70,** Klagenfurt 1960.

HOLLER H.: Eine Monographie des Bleiberger Bruchs. – Carinthia **II** Sh. **32,** Klagenfurt 1974.

HOLLER H.: Gedanken zum Bau des Dobratsch in den östlichen Gailtaler Alpen. – Carinthia **II 86,** Klagenfurt 1976.

HOLLER H.: Geologisch-tektonische Aufnahmen westlich der Bleiberger Lagerstätte (1947–1955). – Carinthia **II** Sh. **33,** Klagenfurt 1977, a.

HOLLER H.: Ergebnisse der zweiten Aufschlußperiode (1938–1941) beim Blei-Zink-Erzbergbau Eisenkappel in Kärnten (Hochobir, östliche Karawanken) unter besonderer Berücksichtigung der stratigraphischen Verhältnisse. – Carinthia **II 87,** Klagenfurt 1977, b.

HOLZER H.: Aufnahmen (1956) in der Kreuzeckgruppe (Blatt 180, 181). – Verh. Geol. B.-A. **1957,** Wien 1957.

HOLZER H.: Photogeologische Karte eines Teiles der Goldberggruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A. **91,** Wien 1958.

HOLZER H.: Geologische Beobachtungen an niederösterreichischen Graphitvorkommen. – Verh. Geol. B.-A. **1961,** Wien 1961.

HOLZER H.: Bericht über lagerstättenkundliche Arbeiten 1962. – Verh. Geol. B.-A. **1963,** Wien 1963.
HOLZER H.: Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964.
HOLZER H.: Bericht 1965 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Eisenkappel (Kärnten), Blatt 212 und 213 bzw. 203. – Verh. Geol. B.-A. **1966,** Wien 1966.
HOLZER H.: Bericht 1966 über Aufnahmen im Gebiet von Eisenkappel (Blätter 212 bzw. 203). – Verh. Geol. B.-A. **1967,** Wien 1967.
HOLZER H.: Oil Shale Deposits of Austria. – Wien 1968. – Unveröff. Kompilation im Lagerstättenarchiv der Geol. B.-A.
HOLZER H. & NEUWIRTH K.: Über den ehemaligen Eisensteinbergbau Kottaun bei Geras (Niederösterreich). – Montan- Rundschau **10,** Wien 1962.
HOLZER H. & RUTTNER A.: Bericht über lagerstättenkundliche Arbeiten 1959. – Verh. Geol. B.-A. **1960,** Wien 1960.
HOLZER H. & RUTTNER A.: Bericht über lagerstättenkundliche Arbeiten 1960. – Verh. Geol. B.-A. **1961,** Wien 1961.
HOLZER H. & SCHARBERT H.: Über Ganggesteine aus der Kreuzeckgruppe (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A. **1958,** Wien 1958.
HOLZER H. & WIEDEN P.: Kaolin Deposits of Austria. – Int. Geol. Congr. Report 23rd Sess. Czechoslovakia **15,** Proc. Symp. I, Prague: Academia 1969.
HOLZER H. & ZIRKL E. J.: Weitere Beobachtungen an niederösterreichischen Graphitlagerstätten. – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962.
HOLZER H. L.: Stratigraphie und Lithologie der Jura-Kreide-Folge im nördlichen Pechgraben-Steinbruch (OÖ). – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **98,** Graz 1968.
HOLZER H. L.: Agglutinierte Foraminiferen des Oberjura und Neokom aus den östlichen Nördlichen Kalkalpen. – Geologica et Palaeontol. **3,** Marburg 1969.
HOMANN O.: Der geologische Bau des Gebietes Bruck a. d. Mur – Stanz. – Mitt. Mus. Bergb. Joanneum **14,** Graz 1955.
HOMANN O.: Apatitführender Grobkornaplit (Pegmatit) im Grazer Paläozoikum. – Berg- u. Hüttenm. Mh. **104,** Leoben 1959.
HOMANN O.: Das kristalline Gebirge im Raume Pack-Ligist. – Mitt. Abt. Min. Joanneum **1962,** Graz 1962, a.
HOMANN O.: Die geologisch-petrographischen Verhältnisse im Raume Ossiachersee-Wörthersee (südlich Feldkirchen zwischen Klagenfurt und Villach). – Jb. Geol. B.-A. **105,** Wien 1962, b.
HORKEL A.: Zum Alter einiger Sideritvorkommen im ostalpinen Permoskyth im Gebiet der Hohen Veitsch (Stmk.). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **122,** H. 2a, Wien 1977.
HORNINGER G.: Der Schärdinger Granit. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. N. F. **47,** Wien 1936.
HOSPERS J. & ANDEL S.: Palaeomagnetism and tectonics, a review. – Earth Sci. Rev. **5,** Amsterdam 1969.
HOUSE M. R.: An analyse of Devonian goniatite distributions. – In: Organisms and continents through time (HUGHES N. F., Hrsg.). – Spec. Pap. Palaeont. **12,** London 1973.
HRADIL G.: Die Ölschiefer Tirols. – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum **26,** Innsbruck 1949.
HRADIL G.: Die Ölschiefer von Häring in Tirol. – Erdöl und Kohle **6,** Hamburg 1953.
HRADIL G. & FALSER H. v.: Die Ölschiefer Tirols. – Leipzig: Barth 1930.
HUCKRIEDE R.: Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. – Paläont. Z. **32,** Stuttgart 1958, a.
HUCKRIEDE R.: Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt – Unteres Cenoman). – Verh. Geol. B.-A. **1958,** Wien 1958, b.
HUCKRIEDE R.: Das sogenannte Klesenzafenster in den Vorarlberger Kalkalpen. – Notizbl. Hess. L.-A. Bodenforsch. **87,** Wiesbaden 1958, c.
HUCKRIEDE R.: Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand. – Z. Dt. Geol. Ges. **111,** Hannover 1959, a.
HUCKRIEDE R.: Trias, Jura und tiefere Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A. **1959,** Wien 1959, b.
HUCKRIEDE R. & JACOBSHAGEN V.: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf – Pettneu). – Z. Dt. Geol. Ges. **109** (1957), Hannover 1958.
HUDSON D. J. & JENKYNS H. C.: Conglomerates in the Adnet Limestone of Adnet (Austria) and the origin of the "Scheck". – N. Jb. Geol. Pal. Mh. **1969,** Stuttgart 1969.
HÜCKEL B. et al.: Über den Bau des Allgäuer Hauptkammes und der Hornbachkette (Nördliche Kalkalpen). – Z. Dt. Geol. Ges. **112,** Hannover 1960.
HÜCKEL B. & JACOBSHAGEN V.: Geopetale Sedimentgefüge im Hauptdolomit und ihre Bedeutung für die tektonische Analyse der nördlichen Kalkalpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **113** (1961), Hannover 1962.
HÜGEL G. W.: Zur Geologie des nordwestlichen Bregenzerwaldes. – Jb. Vorarlb. Landesmus. Verein **1961,** Bregenz 1962.
HUF W.: Die Schichtfolge der Aufschlußbohrung „Dornbirn 1" (Vorarlberg, Österreich). – Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. Ing. **29,** Zürich 1963.
HUNDT R.: Das Silur der Ostalpen im Vergleich mit dem ostthüringisch-frankenwäldisch-vogtländischen Silur. – Centralbl. Min. Geol. Paläont. **1941** Abt. **B,** Stuttgart 1941.
HUNZIKER J. C.: Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. – Eclogae Geol. Helv. **63,** Basel 1970.
HUSEN D. van: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **18,** Wien 1968.
HUSEN D. van: Zum Quartär des unteren Ennstales von Großraming bis zur Donau. – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971.
HUSEN D. van: Die quartäre Entwicklung des Steyrtales und seiner Nebentäler. – Jb. OÖ. Mus. Ver. **120,** Linz 1975, a.
HUSEN D. van: Ein Unterkreidevorkommen in den östlichen Karawanken (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A. **1975,** Wien 1975, b.
HUSEN D. van: Quartärgeologische Untersuchungen in den östlichen Karawanken. – Mitt. Geol. Ges. Wien **66/67,** Wien 1975, c.
HUSEN D. van: Zur quartären Entwicklung des Berglandes um St. Veit an der Glan. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **23,** Wien 1976, a.
HUSEN D. van: Zur Schichtfolge und Tektonik des Jungtertiärs zwischen Rechberg und Homarow Berg und seine Beziehung zur Hebung der Karawanken. – Carinthia **II 86,** Klagenfurt 1976, b.
HUSEN D. van: Schuttströme als Ausdruck des periglazialen Massenabtrages in den östlichen Karawanken (Österreich). – Z. f. Geomorphologie N. F. **20,** Berlin 1976, c.
HUSEN D. van: Zur Fazies und Stratigraphie jungpleistozäner Ablagerungen im Trauntal. – Jb. Geol. B.-A. **120,** Wien 1977.
HUSKA G.: Die Geologie der Umgebung von Waldbach. – Wien 1968, phil. Diss., Univ. Wien.
HUTTON J.: Theory of the Earth or an Investigation of the Laws Observable in the Composition, Dissolution and Restauration of Land upon the Globe. – Trans. Roy. Society Edinb. **I,** Edinburgh 1778.
ICHIKAWA K.: Zur Taxonomie und Phylogenie der triadischen „Pteriidae" (Lamellibranchiata). – Palaeontographica **A 111,** Stuttgart 1958.
ILAVSKY J. et al.: Métallogénie de systéme plissé Alpin de l'Europe Centrale et Sud-Orientale en 2.500.000. – Bratislava: UNESCO, GUDŠ 1972 (Manuskript).

ILIESCU V.: Stadiul actual al cercetarilor Palinologice la Institutul de Geologie si Geofizica din Bucuresti. – Dari Seama sed. **61** (1973/74), Bucuresti 1975.
IPPEN J. A.: Gesteine der Schladminger Tauern. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **38** (1901), Graz 1902.
IRVING E.: Drift of major continental blocks since the Devonian. – Nature **270,** London 1977.
JACOBSHAGEN V.: Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **113,** Stuttgart 1961.
JACOBSHAGEN V.: Lias und Dogger im West-Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Geologia Romana **3,** Roma 1964.
JACOBSHAGEN V.: Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jb. Geol. B.-A. **108,** Wien 1965.
JACOBSHAGEN V.: Zur Struktur der südlichen Allgäuer Alpen: Gebundene Tektonik oder Deckenbau? Mit einem Beitrag von HELMCKE D. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **148,** Stuttgart 1975.
JACOBSHAGEN V. & OTTE O.: Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen). – Geologica et Palaeont. **2,** Marburg 1968.
JÄGER E.: Gesteinsbildende und orogene Phasen in der Entwicklungsgeschichte der Alpen. – Geol. Jb. Beih. **80,** Hannover 1969.
JÄGER E.: Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmungen. – Eclogae Geol. Helvet. **66,** Basel 1973.
JÄGER E., GRÜNENFELDER M. et al.: Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 10,** Wien 1965.
JÄGER E., KARL F. & SCHMIDEGG O.: Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 13,** Wien 1969.
JÄGER E. & METZ K.: Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein – Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). – Schweiz. Min. Petr. Mitt. **51,** Zürich 1971.
JAEGER H.: Vorbericht über graptolithenstratigraphische Untersuchungen in den Karnischen Alpen, insbesondere an der Bischofalm. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **105** (1968), Wien 1969.
JAEGER H.: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **106** (1969), Wien 1970.
JAEGER H.: Die Graptolithenführung im Silur/Devon des Cellon-Profils, Karnische Alpen. – Carinthia **II 85,** Klagenfurt 1975.
JAEGER H.: Das Silur und Unterdevon vom thüringischen Typ in Sardinien und seine regionalgeologische Bedeutung. – Nova Acta Leopoldina **N. F. 45,** Nr. **224,** Halle 1976.
JAEGER H.: Graptolithen aus dem Silur der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – Mitt. Österr. Geol. Ges. **69** (1976), Wien 1978.
JAEGER H., HAVLICEK V. & SCHÖNLAUB H. P.: Biostratigraphie der Ordovizium/Silur-Grenze in den Südalpen. – Ein Beitrag zur Diskussion um die Hirnantia-Fauna. – Verh. Geol. B.-A. **1975,** Wien 1975.
JAEGER H. & SCHÖNLAUB H. P.: Ein Beitrag zum Verhältnis Conodonten-Parachronologie / Graptolithen-Orthochronologie im älteren Silur. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math. nat. Kl. **107** (1970), Wien 1971.
JAEGER H. & SCHÖNLAUB H. P.: Das Ordovic/Silur-Profil im Nölblinggraben (Karnische Alpen, Österreich). – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.
JAEGER R.: Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildung des Wienerwaldes. – Mitt. Geol. Ges. Wien **7,** Wien 1914.
JAKSCH K.: Zur Geologie der Landschaft um Schwendt am Nordostrand des Kaisergebirges (Tirol). – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964.
JANCIK R.: Ichthyosaurier-Funde bei Salzburg (Glasenbachklamm, Oberostalpiner Lias). – Ber. Haus Natur Salzburg, **B,** H. 3, Salzburg 1972.
JANOSCHEK R.: Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär. – Mitt. Geol. Ges. Wien **24** (1931), Wien 1932.
JANOSCHEK R.: Das inneralpine Wiener Becken. – In: Geologie von Österreich (SCHAFFER F. X., Hrsg.). – 2. Aufl. – Wien: Deuticke 1951.
JANOSCHEK R.: The Inner-Alpine Vienna Basin. An example of a small sedimentary area with rich oil accumulation. – In: Habitat of Oil. A Symposium, Tulsa 1958.
JANOSCHEK R.: Überblick über den Aufbau der Neogengebiete Österreichs. – Mitt. Geol. Ges. Wien **52** (1959), Wien 1960.
JANOSCHEK R.: Über den Stand der Aufschlußarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. – Erdoel-Z. **77,** Wien - Hamburg 1961.
JANOSCHEK R.: Das Tertiär in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien **56** (1963), Wien 1964.
JANOSCHEK R.: Erdöl und Erdgas in Oberösterreich. – In: Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes = Katalog Nr. **64** des Oberösterr. Landesmus., Linz 1969.
JANOSCHEK R. & GÖTZINGER K.: Exploration for Oil and Gas in Austria. – In: The Exploration for Petroleum in Europe and North Africa. – London: Institute of Petroleum 1969.
JANOSCHEK R., KÜPPER H. & ZIRKL E. J.: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. – Mitt. Geol. Ges. Wien **47** (1954), Wien 1956.
JANOSCHEK W.: Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. – Jb. Geol. B.-A. **107,** Wien 1964.
JANOSCHEK W.: Bericht 1964 über Aufnahmen am Südrand des Toten Gebirges auf Blatt 97 (Mitterndorf) und Blatt 98 (Liezen). – Verh. Geol. B.-A. **1965,** Wien 1965.
JANOSCHEK W.: Oberkreide und Alttertiär im Bereich von Wörschach (Ennstal, Steiermark) etc. – Verh. Geol. B.-A. **1968,** Wien 1968.
JANOSCHEK W.: Erschließung geothermischer Energie. – In: Forschungskonzept für Erschließung und Nutzung geothermischer Energie in Österreich. – Wien: Bund.-M. Wissensch. u. Forschung 1976.
JANSCHEK H.: Geothermische Messungen an Bohrungen und artesischen Brunnen in der Oststeiermark. – Ber. Wasserwirt. Rahmenpl. **33,** Graz 1975.
JANTSKY B.: Geologische Entwicklungsgeschichte des präkambrischen und paläozoischen Untergrundes im pannonischen Becken. – Nova Acta Leopoldina **N. F. 45,** No. **224,** Halle 1976.
JAROŠ J. & MÍSAR Z.: Deckenbau der Sbratka-Kuppel und seine Bedeutung für das geodynamische Modell der Böhmischen Masse. – Sbornik geol. ved., Geologie **26,** Prag 1974.
JELETZKY J. & ZAPFE H.: Coleoid and Orthoceroid Cephalopods of the Rhaetian Zlambach Marl from the Fischerwiese near Aussee, Styria (Austria). – Ann. Nat. hist. Mus. Wien **71,** Wien 1967.
JENCEK V. & DUDEK A.: Beziehungen zwischen dem Moravikum und Moldanubikum am Westrand der Thayakuppel. – Vestnik ÚÚG **46,** Prag 1971.
JENISCH V.: Die Molasse nahe dem Alpennordrand und ihre wirtschaftliche Bedeutung (neuere Tiefbohrungen der RAG). – Führer zu den Exkursionen der Österr. Geolog. Ges. am 7. Oktober 1976.
JENKYNS H. C.: The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. – Lethaia **4,** Oslo 1971.
JENKYNS H. C.: Pelagic „Oolites" from the Tethyan Jurassic. – J. Geol. **80,** Chicago 1972.
JERZ H.: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – Geologica Bavarica **56,** München 1966.

JERZ H. & ULRICH R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt 8533/8633 Mittenwald. – München: Bayer. Geol. L.-A. 1966.

JOHNSON M. R. W.: Displacement on the Insubric Line. – Nature **241,** London 1973.

JONGMANS W. J.: Die Flora des „Stangalpe"-Gebietes in Steiermark. – C. R. deux. congr. strat. Carbonifére Heerlen **1935, 3,** Maastricht 1938.

JUGOVICS L.: Petrographische und geologische Beobachtungen im Bernsteiner und Rechnitzer Gebirge. – Jahresber. Ung. Geol. R.-A. **1915,** Budapest 1915.

JURGAN H.: Sedimentologie des Lias der Berchtesgadner Kalkalpen. – Geol. Rundschau **58,** Stuttgart 1969.

KAHLER F.: Zwischen Wörthersee und Karawanken. Geologische Studien im Vorland eines jungen Gebirges. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **68,** Graz 1931.

KAHLER F.: Über die Verbreitung kohleführenden Jungtertiärs in Kärnten. – Verh. Geol. B.-A. **1933,** Wien 1933.

KAHLER F.: Der Nordrand der Karawanken zwischen Rosenbach und Ferlach. – Carinthia **II 45,** Klagenfurt 1935.

KAHLER R.: Die Kohlenlagerstätten der Karawanken und ihres Vorlandes. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb. **86,** Wien 1938.

KAHLER F.: Über das Kohlevorkommen des Turiawaldes südlich Velden am See. – Carinthia **II 61,** Klagenfurt 1951.

KAHLER F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. – Carinthia **II, Sh. 16,** Klagenfurt 1953.

KAHLER F.: Stratigraphische Begriffe. – Verh. Geol. B.-A. **1955,** Wien 1955, a.

KAHLER F.: Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken. – Geol. Rundschau **43,** Stuttgart 1955, b.

KAHLER F.: Urwelt Kärntens. I. Die Gesteinsfolgen mit Versteinerungen. – Carinthia **II, Sh. 18,** Klagenfurt 1955, c.

KAHLER F.: Die jungpaläozoischen Ablagerungen auf dem variszischen Sockel der Südalpen, des Balkans und Ungarns. – Giorn. Geol. **31,** Bologna 1963.

KAHLER F.: Die Gipsvorkommen an der Südseite der Gailtaler Alpen. – Carinthia **II 78,** Klagenfurt 1968.

KAHLER F.: Fusuliniden aus T'ien-schan und Tibet. Mit Gedanken zur Geschichte der Fusuliniden-Meere im Perm. Rep. Sci. Exped. North-Western Prov. of China – The Sino-Swedish Expedition (Swen-Hedin). – Publ. 52 V: Invertebrate Palaeontology **4,** Stockholm 1974.

KAHLER F. & METZ K.: Die Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. B.-A. **1955,** Wien 1955.

KAHLER F. & PREY S.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofelgebietes in den Karnischen Alpen. – Wien: Geol. B.-A. 1963.

KAHLER F. & PAPP A.: Über die bisher in Kärnten gefundenen Eozängerölle. – Carinthia **II 78,** Klagenfurt 1968.

KALLIES H. B.: Geologie des Bregenzer Waldes beiderseits der Bregenzer Ach in der Umgebung von Schoppenau. – Geol. Jb. **78,** Hannover 1961.

KAMP H. & WEISSENBACH N.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) II. – Das Gebiet zwischen Erzberg, Hohenwart und Geyerkogel. – Carinthia **II 71,** Klagenfurt 1961.

KAMPTNER E.: Coccolithen aus dem Torton des Inneralpinen Wiener Beckens. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **I, 157,** Wien 1948.

KAMPTNER E.: Flagellata (Calcioflagellata: Occolithinaeae et Discoasterineae). – Catalogus Foss. Austria **1a,** Wien 1969.

KANAKI F.: Die Minerale Bleibergs (Kärnten). – Carinthia **II 82,** Klagenfurt 1972.

KAPOUNEK J. & HORVATH Sz.: Die Bohrung Schönkirchen Tief 32 als Beispiel für den Aufschluß einer Lagerstätte im tiefen Anteil der Kalkalpen. – Erdoel-Erdgas-Z. **84,** Wien–Hamburg 1968.

KAPOUNEK J., KAUFMANN A. et al.: Die Erdöllagerstätte Schönkirchen Tief im alpin-karpatischen Beckenuntergrund. – Erdoel-Z. **80,** Wien–Hamburg 1964.

KAPOUNEK J., KÖLBL L. & WEINBERGER F.: Results of new exploration in the basement of the Vienna Basin. – Proceedings of the Sixth World Petrol. Congress, Sect. **I,** Frankfurt a. Main 1963.

KAPOUNEK J., KRÖLL A. et al.: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich. – Erdöl-Z. **81,** Wien 1965.

KAPOUNEK J., KRÖLL A. et al.: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmischen Masse. – Jb. Geol. B.-A. **110,** Wien 1967.

KAPPEL F.: Die Eklogite bei Meidling im Tal und im Mitterbachgraben im niederösterreichischen Moldanubikum südlich der Donau. – N. Jb. Min. Abh. **107,** Stuttgart 1967.

KARL F.: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A. **97,** Wien 1954.

KARL F.: Ein abbauwürdiges Disthenvorkommen in den Hohen Tauern. – Erzmetall **9,** Stuttgart 1956.

KARL F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. – Jb. Geol. B.-A. **102,** Wien 1959.

KÁRNÍK V.: Seismicity of the European Area, Part 2. – Dordrecht: Reidel 1971.

KAUFMANN A., KÖLBL L. et al.: Reservoir Rocks, Fluids and Energy Systems of the Matzen Field in the Vienna Basin. – Proceedings of the Fifth World Petroleum Congress, Section **II,** New York 1959.

KAUTSKY F.: Die Erdbeben des östlichen Teiles der Ostalpen, ihre Beziehungen zur Tektonik und zu den Schweranomalien. – Mitt. Erdb. Komm. **N. F. 58,** Wien 1924.

KERN A. & LECHNER K.: Eisenerzlagerstätten in Österreich. – Congr. Géol. Internat. XIX e. t. **II,** Alger 1952.

KERTAI G.: Typen von Erdöl- und Erdgaslagerstätten in den Ablagerungen des Mesozoikums in Ungarn. – Erdöl-Z. **77,** Wien – Hamburg 1961.

KETTNER R.: Über die Beziehungen der Glimmerschiefer zu den Phylliten und Gneisen in der Umgebung von Luditz in Westböhmen. – Bull. intern. de l'Académie des Sciences de Bohème **18,** Prag 1913.

KETTNER R.: Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums. – Geol. Rundschau **8,** Stuttgart 1917.

KETTNER R.: Über einige Probleme des böhmischen Algonkiums und Kambriums. – Freib. Forsch. H. **C 17,** Freiberg 1955.

KHAFFAGY M.: The Genesis of the Dobra and Krumau Complexes of the Kamp Valley in the Lower Austrian Waldviertel. – Jb. Geol. B.-A. **Sh. 17,** Wien 1971, a.

KHAFFAGY M.: Zur Geochemie der Spitzer Gneise und der Paragesteinsserie des Kamptales, Niederösterreich. – Jb. Geol. B.-A. **Sb. 17,** Wien 1971, b.

KIESLINGER A.: Paramorphosen von Disthen nach Andalusit. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien math.-nat. Kl., Abt. I, **136,** Wien 1927.

KIESLINGER A.: Geologie und Petrographie der Koralpe I–IX. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. 1, Wien 1928, a.

KIESLINGER A.: Die Lavanttaler Störungszone. – Jb. Geol. B.-A. **78,** Wien 1928, b.

KIESLINGER A.: Die geologischen Grundlagen des Goldbergbaues in den Hohen Tauern. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb. **85,** Wien 1937.

KIESLINGER A.: Übersicht der nutzbaren Gesteine Kärntens. – Carinthia **II 143,** Klagenfurt 1953.

KIESLINGER A.: Die nutzbaren Gesteine Kärntens. – Carinthia **II, Sh. 17,** Klagenfurt 1956.

KIESLINGER A.: Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – Salzburg – Stuttgart: Bergland 1964.

KIESLINGER A.: Die Steinbrüche des Hohe-Wand-Gebietes. – In: PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen

Karte des Hohe Wand-Gebietes (Niederösterreich). – Wien Geol. B.-A.: 1967.
KIESLINGER A.: Die nutzbaren Gesteine Oberösterreichs. – In: Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes = Katalog Nr. **64** des Oberösterr. Landesmus., Linz 1969.
KIRCHER A.: Mundus subterranus. – Amsterdam 1664.
KIRCHMAYER M.: Einige geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe in Oberösterreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **4,** Wien 1956.
KIRCHMAYER M.: Zur Geologie des Grünauer Beckens (OÖ) und seiner Umrahmung. II. Tektonischer Teil – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **8,** Wien 1957.
KIRCHMAYER M.: Durch Mikrofossilien belegte grüne Schichten im norischen Hauptdolomit in Oberösterreich. – Verh. Geol. B.-A. **1957,** Wien 1957.
KIRNBAUER F. & GRUBER E.: Die wirtschaftliche Bedeutung der Steine- und Erden Industrie in Österreich. – Montan-Rundschau **15,** Sh. Steine u. Erden, Wien 1967.
KITTL E.: Die Gesteine der Bösensteinmasse (Rottenmanner Tauern). – Jb. Geol. B.-A. **69** (1919), Wien 1920.
KLÄY L.: Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun. – Eclogae Geol. Helv. **50,** Basel 1957.
KLAR G.: Steirische Graphite. – Graz: Styria 1964.
KLASZ I. de: Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). – Geologica Bavarica **17,** München 1953.
KLASZ I. de: Zur Kenntnis der ostalpinen Oberkreidestratigraphie. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1956,** Stuttgart 1957.
KLAUS W.: Braunkohlen-Palynologie einiger weststeirischer Lagerstätten. (Vorläufiger Bericht.) – Verh. Geol. B.-A. **1954,** Wien 1954.
KLAUS W.: Pollenanalytisch-stratigraphische Beobachtungen zur Altersstellung einer Blattfossilien führenden Schichte aus Wolkersdorf im unteren Lavanttal. – Verh. Geol. B.-A. **1955,** Wien 1955, a.
KLAUS W.: Über die Sporendiagnose des deutschen Zechsteinsalzes und des alpinen Salzgebirges. – Z. Dt. Geol. Ges. **105** (1953), Hannover 1955, b.
KLAUS W.: Mikrosporenhorizonte in Süd- und Ostkärnten. – Verh. Geol. B.-A. **1956,** Wien 1956.
KLAUS W.: Sporen aus dem südalpinen Perm: Vergleichsstudie für die Gliederung nordalpiner Salzserien. – Jb. Geol. B.-A. **106,** Wien 1963.
KLAUS W.: Die Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen. – Verh. Geol. B.-A. **1965,** Wien 1965.
KLAUS W.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte Salzburgs: Das Torfmoor am Walserberg. – Verh. Geol. B.-A. **1967,** Wien 1967.
KLAUS W.: Neue Beiträge zur Datierung von Evaporiten des Ober-Perm. Mit Beiträgen von E. PAK. – Carinthia **II, 84,** Klagenfurt 1974.
KLAUS W.: Das Mondsee-Interglazial, ein neuer Florenfundpunkt der Ostalpen. – Jb. OÖ. Mus. Ver. **120,** Linz 1975.
KLAUS-GOTTSCHLING H.: Vorläufiger Bericht über geologische Neuaufnahmen in der Losensteiner Kreidemulde (Ennstal, OÖ.) – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **105** (1968), Wien 1969.
KLEBELSBERG R.: Eine paläozoische Fauna aus der Veitsch. – Verh. Geol. B.-A. **1926,** Wien 1927.
KLEBELSBERG R.: Geologie von Tirol. – Berlin: Borntraeger 1935.
KLEBELSBERG R.: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales. – Z. Dt. Geol. Ges. **92,** Berlin 1940.
KLEBELSBERG R.: Nutzbare Bodenvorkommnisse in Nordtirol. – Veröff. Mus. Ferdinandeum **19** (1939), Innsbruck 1941.
KLEINSCHMIDT G.: Krinoiden aus dem epizonalen Kristallin der Saualpe, Kärnten. – N. Jb. Geol. Pal. Mh. **1966,** Stuttgart 1966.
KLEINSCHMIDT G.: Metamorphose und Stratigraphie im Kristallin der südlichen Saualpe (Ostalpen). – Abh. Verh. nat. Ver. Hamburg N. F. **14,** Hamburg 1970.
KLEINSCHMIDT G.: Die „Plankogelserie" in der südlichen Koralpe unter besonderer Berücksichtigung von Manganquarziten. – Verh. Geol. B.-A. **1974,** Wien 1974.
KLEINSCHMIDT G.: Die Verteilung von Chlorit in den südlichen Muralpen (Gurktaler Alpen, Saualpe, Koralpe) und ihre geologische Bedeutung. – Clausth. Geol. Abh. **30,** Clausthal – Zellerfeld 1979.
KLEINSCHMIDT G. & NEUGEBAUER J.: Ansatz zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **122** (1970), Hannover 1971.
KLEINSCHMIDT G. & NEUGEBAUER J.: Die variszische Überschiebungstektonik in der Phyllitgruppe der Saualpe (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1975,** Stuttgart 1975.
KLEINSCHMIDT G. & NEUGEBAUER J. & SCHÖNENBERG R.: Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgruppe in der Saualpe. – Clausthaler geol. Abh., Sdb. **1,** Clausthal 1975.
KLEINSCHMIDT G. & RITTER U.: Geologisch-petrographischer Aufbau des Koralpenkristallins südlich von Soboth/Steiermark – Kärnten (Raum Hühnerkogel – Laaken). – Carinthia **II, 86,** Klagenfurt 1976.
KLEINSCHMIDT G., SASSI F. P. & ZANFERRARI A.: A new interpretation of the metamorphic history in the Saualpe basement (Eastern Alps). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1976,** Stuttgart 1976.
KLEINSCHMIDT G. & SEEGER M.: Nachweis der Diskordanzfläche Jungpaläozoikum / leichtmetamorphes Altpaläozoikum am Griffener Berg (Ostkärnten). – Carinthia **II 85,** Klagenfurt 1975.
KLOB H.: Über das Vorkommen eines porphyrischen Granites im Raume Sandl–Karlstift–Liebenau bei Freistadt im oberösterreichischen Mühlviertel (Granit vom Typ „Karlstift"). – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 14,** Wien 1970.
KLOB H.: Der Freistädter Granodiorit im österreichischen Moldanubikum. – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971.
KLOSTER G. B.: Handbuch der Museen; Deutschland BRD, DDR, Österreich, Schweiz. – 2 Bde. – München – Pullach: Dokumentation 1971.
KNEIDL V.: Geologische Untersuchungen am NW-Rand der Hohen Tauern im Gebiet zwischen Gerlos und Hintertux (Tirol, Österreich). – Erlangen 1971. – Diss., Univ. Erlangen – Nürnberg.
KNOBLOCH E.: Früchte und Samen der Gosauformation von Kössen Österreich. – Vestnik Ústredniho Ústavu Geol. **50,** Praha 1975.
KOBEL M.: Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon etc. – Mitt. Geol. Inst. T. H. Zürich, **N. F. 118,** Zürich 1969.
KOBEL M.: Erläuterungen zur Tektonik des Rätikon mit spezieller Berücksichtigung des Kalkalpenanteils. – Jb. Vorarlb. Landesmuseumver. **1968/69,** Bregenz 1972.
KOBER L.: Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax. – Mitt. Geol. Ges. Wien **2,** Wien 1909.
KOBER L.: Über Bau und Oberflächenformen der östlichen Kalkalpen. – Mitt. Naturwiss. Ver. Univ. Wien **9,** Wien 1911, a.
KOBER L.: Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. – Mitt. Geol. Ges. Wien **4,** Wien 1911, b.
KOBER L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien **5,** Wien 1912, a.
KOBER L.: Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, **71,** Wien 1912, b.
KOBER L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien **88,** Wien 1912, c.
KOBER L.: Die tektonische Stellung des Semmering-Wech-

selgebietes. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **N. F. 38,** Wien 1925.
KOBER L.: Geologie der Landschaft um Wien. – Wien: Springer 1926.
KOBER L.: Zur Geologie des Salzkammergutes. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **67,** Wien 1927, a.
KOBER L.: Das alpin-varistische Orogen. – Centralbl. Min. **1927, B.,** Stuttgart 1927, b.
KOBER L.: Versuch einer Auflösung des varistisch-alpinen Baues. – Centralbl. Min. **1928,** Stuttgart 1928.
KOBER L.: Der geologische Aufbau Österreichs. – Wien: Springer 1938.
KOBER L.: Bau und Entstehung der Alpen. – 2. Aufl. – Wien: Deuticke 1955.
KOCH K. E.: Die Vererzung der Krabachjochmasse östlich Zürs am Arlberg. – Notizbl. Hess. L.-A. Bodenf. **87,** Wiesbaden 1958.
KOCH K. E.: Zur Tektonik der Krabachmasse und ihrer Umgebung (Lechtaler Alpen). – Z. Dt. Geol. Ges. **116** (1964), Hannover 1966.
KOCH K. E. & STENGEL-RUTKOWSKI W.: Faziesuntersuchungen in Jura und Unterkreide der westlichen Lechtaler Alpen. – Verh. Geol. B.-A. **1959,** Wien 1959.
KOCH M.: Mitteilung über einen Fundpunkt von Unterkarbon-Fauna in der Grauwackenzone der Nordalpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **45,** Berlin 1893.
KOČI A.: Paleomagnetic Investigation of Sediments. – IUGS Project 73/1/24, Report **1,** Prag 1974.
KOCKEL C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. – Mitt. Geol. Ges. Wien **15** (1922), Wien 1923.
KOCKEL C. W.: Beobachtungen im Hornbachfenster (Lechtaler Alpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **96,** Stuttgart 1953.
KOCKEL C. W.: Die Larsenn-Scholle bei Imst (Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1953,** Stuttgart 1954.
KOCKEL C. W.: Der Zusammenbruch des kalkalpinen Deckenbaues. – Z. Dt. Geol. Ges. **108,** Hannover 1956.
KOCKEL C. W. & RICHTER M.: Über die Tektonik der Vilser und Hohenschwangauer Alpen. – Verh. Geol. B.-A. **1924,** Wien 1924.
KOCKEL C. W., RICHTER M. & STEINMANN H. G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. – Wiss. Veröff. Dt. Österr. Alpenver. **10,** Innsbruck 1931.
KOCKEL C. W. & SCHMIDT-THOMÉ P. & CUSTODIS A.: Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **76,** Abt. **B,** Stuttgart 1936.
KODSI M. G.: Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1967,** Stuttgart 1967.
KODSI M. G.: Korallen aus dem Unterdevon der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971.
KODSI M. & FLÜGEL H. W.: Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. – Carinthia **II 80,** Klagenfurt 1970.
KODYM O.: Neue Forschungsergebnisse im Moldanubikum Böhmens. – Nova Acta Leopoldina **N. F. 224,** Bd. **45,** Halle 1976.
KÖHLER A.: Das Granulit- und Granulitgneisproblem im niederösterreichischen Waldviertel. – Anz. Akad. Wiss. Wien, mat.-nat. Kl. **62** (1925), Wien 1926.
KÖHLER A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. 1. Teil: Die petrographischen Verhältnisse. – Fortschr. Min. Krist. Petr. **25,** Berlin 1941.
KÖHLER A. & MARCHET A.: Vorläufiger Bericht über jungvulkanische Gesteine im Lainer Tiergarten bei Wien. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., **73,** Wien 1937.
KÖHLER M.: Mikrofazielle, geochemische und paläogeographische Untersuchungen des Plattenkalkes und der Kössener Schichten der mittleren Gailtaler Alpen. – Veröff. Univ. Innsbruck **86,** Innsbruck 1973.
KOEHN-ZANINETTI L.: Les Foraminiféres du Trias de la Région de l'Almtal (Haute-Autriche). – Jb. Geol. B.-A. Sd. **14,** Wien 1969.
KÖLBL L.: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. – Jb. Geol. B.-A. **72,** Wien 1922.
KÖLBL L.: Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **N. F. 38,** Wien 1925.
KÖLBL L.: Entstehung und Diagenese von Tiefenwässern aus dem kalkalpinen Untergrund des Wiener Beckens. – Erdoel-Erdgas-Z. **83,** Wien – Hamburg 1967.
KÖTTNER A.: Die Situation im österreichischen Braunkohlenbergbau. – Mitt. Österr. Geogr. Ges. **117,** Wien 1975.
KOHL H.: Altmoränen und pleistozäne Schotterfluren zwischen Laudach und Krems. – Jb. OÖ. Mus. Ver. **100,** Linz 1955.
KOHL H.: Unbekannte Altmoränen in der südwestlichen Traun-Enns-Platte. – Mitt. Geogr. Ges. Wien **100,** Wien 1958.
KOHL H.: Quartär- und Hydrogeologie des Linzer Raumes. – In: Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes = Katalog Nr. **64** des OÖ. Landesmus., Linz 1969.
KOHL H.: Die spätriß- und würmzeitlichen Gletscherstände im Traunseebecken und dessen Seestände. – Jb. OÖ. Mus. Ver. **121,** Linz 1976.
KOHL H. & WEINBERGER L.: Pleistocene glaciation and its deposits at the northern margin of the Austrian Alps. – Univ. Colorado Studies **7,** Colorado 1968.
Kohlenplan: Hrsg. Republik Österreich, Bundesministerium für Vermögenssicherung und Wirtschaftsplanung, Wien 1948.
KOLLAROVA-ANDRUSOVOVA V.: Récentes trouvailles d'Ammonoideés dans le Trias des Karpates occidentales. – Geol. Sbornik slov. Akad. vied **11,** Bratislava 1960.
KOLLER F.: Zur Petrologie der Hornblendegarbenschiefer der Ostalpen. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 23,** Wien 1976.
KOLLMANN H.: Stratigraphie und Tektonik des Gosaubekkens von Gams (Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A. **107,** Wien 1964, a.
KOLLMANN H.: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich), VII. Funde von Heterastridium conglobatum Reuss (Heteratridiidae, Hydrozoa) im Dachstein-Riffkalk und ihre stratigraphische Bedeutung. – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964, b.
KOLLMANN H.: Die Gattung Trochactaeon in der ostalpinen Oberkreide. – Ann. Naturhist. Mus. Wien **71,** Wien 1967.
KOLLMANN H.: Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyrerer Bögen (OÖ.). – Verh. Geol. B.-A. **1968,** Wien 1968, a.
KOLLMANN H.: Itruvien (Itieriidae, Gastropoda) aus dem Wiener Raum. – Mitt. Geol. Ges. Wien **60** (1967), Wien 1968, b.
KOLLMANN H.: Gastropoden aus den Losensteiner Schichten der Umgebung von Losenstein (Oberösterreich). 1. Teil: Euthyneura und Prosobranchia 1 (Neogastropoda). – Ann. Nat. Mus. Wien **80,** Wien 1976.
KOLLMANN H., BACHMAYER F. et al.: Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandsockels im nördlichen Niederösterreich. – Jb. Geol. B.-A. **120,** Wien 1977.
KOLLMANN K.: Das Neogen der Steiermark (mit besonderer Berücksichtigung der Begrenzung und seiner Gliederung). – Mitt. Geol. Ges. Wien **52** (1959), Wien 1960, a.
KOLLMANN K.: Ostracoden aus der alpinen Trias Österreichs. I. Parabairdia n. g. u. Ptychobairdia n. g. (Bairdiidae). – Jb. Geol. B.-A. Sd. **5,** Wien 1960, b.
KOLLMANN K.: Ostracoden aus der alpinen Trias II. Weitere Bairdiidae. – Jb. Geol. B.-A. **106,** Wien 1963.
KOLLMANN K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien **57** (1964), Wien 1965.

KOLLMANN K.: Die Mächtigkeitsverteilung der Ablagerungen des Obereozäns und tiefen Rupels als Grundlage für eine Rekonstruktion der frühen Baugeschichte des Ölfeldes Ried (Molassezone Oberösterreich). – Erdoel-Erdgas-Z. **82,** Wien–Hamburg 1966.

KOLLMANN K.: Bisherige Ergebnisse des Rohölaufschlusses im oststeirischen Tertiärbecken. – Vortrag, gehalten am 30. 6. 1977 in Graz. – Graz 1977, a.

KOLLMANN K.: Die Öl- und Gasexploration der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs aus regional-geologischer Sicht. – Erdoel-Erdgas-Z. **93,** Sonderausgabe, Hamburg/Wien 1977, b.

KOPECNY V.: Beitrag zur Petrographie des Bittescher Gneises (Nordteil der Thayakuppel). – Acta. Univ. Pal. Olom. fac. rer. nat. **38,** Olmütz 1971.

KOSSMAT F.: Die adriatische Umrandung der alpinen Faltenregion. – Mitt. Geol. Ges. Wien **6,** Wien 1913.

KOSSMAT F.: Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – Abh. Sächs. Geol. L.-A. **1,** Leipzig 1927.

KOSSMAT F.: Paläogeographie und Tektonik. – Berlin: Borntraeger 1936.

KOSTELKA L.: Kartierungs-Teilergebnisse und Deutungsversuche für die östlichen Gailtaler Alpen. – Der Karinthin **43/44,** 1961.

KOSTELKA L.: Beiträge zur Geologie der Bleiberger Vererzung und ihrer Umgebung. – Carinthia **II 28** (Festschrift Kahler), Klagenfurt 1971.

KOSTELKA L. & PETRASCHEK W. E.: Genesis and classification of Triassic Alpine lead-zinc deposits in the Austrian region. – Econ. Geol. Monograph **3,** Blacksburg 1967.

KOSTELKA L. & SCHULZ O.: Die Tektonik des Blei-Zinkerzrevieres Rubland. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **114,** Wien 1969.

KOSTELKA L. & SIEGL W.: Der triadische Geosynklinalvulkanismus und die Blei-Zink-Vererzung in den Drau-Kalkalpen. – Atti del Symposium Internationale sui Giacimenti Minerari delle Alpi, Vol. **1,** Trento: „Saturnia" 1966.

KOWATSCH A.: Das Scheibbser Erdbeben vom 17. Juli 1876. – Mitt. Erdb. Komm. **N. F. 40,** Wien 1911.

KOZUR H.: Die Bairdiadea der Trias, Teil I–III. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **1,** H. 3, 5, 6, Innsbruck 1971.

KOZUR H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **3,** H. 1, Innsbruck 1973.

KOZUR H. & MOCK R.: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des slowakischen Karstes. – Geol. Zborn. Geol. Carp. **24,** Bratislava 1973.

KOZUR H., MOCK R. & MOSTLER H.: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der „unteren Schichtfolge" von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **6,** Innsbruck 1976.

KOZUR H. & MOSTLER H.: Holothuriensklerite aus der Unter- und Mitteltrias des Germanischen Beckens und des Alpinen Raumes sowie deren stratigraphische Bedeutung. – Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, Innsbruck 1970.

KOZUR H. & MOSTLER H.: Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **21** (1972), Innsbruck 1973, a.

KOZUR H. & MOSTLER H.: Die Bedeutung der Mikrofossilien für stratigraphische, paläontologische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **21** (1972), Innsbruck 1973, b.

KRAL F.: Grundlagen zur Entstehung der Waldgesellschaften im Ostalpenraum. – Ber. Dt. Bot. Ges. **85,** Stuttgart 1972.

KRAUS E.: Der nordalpine Kreideflysch. – Geol. Paläont. Abh. **N. F. 19,** Jena 1932.

KRAUS E.: Der Abbau der Gebirge. – Bd. 1: Der alpine Bauplan. – Berlin: Borntraeger 1936.

KRAUS E.: Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. – Jb. Ver. f. Landeskunde und Heimatpflege im Gau Oberdonau **91,** Linz 1944.

KRAUS E.: Die Entstehung der Inntaldecke. – N. Jb. Min. etc., Abh. **B. 90,** Stuttgart 1949.

KRAUS E.: Die Baugeschichte der Alpen. – Berlin: Akademieverlag 1951.

KRAUS E.: Über die Strukturen der orokinetischen Narbenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien **48** (1955), Wien 1956.

KRAUS O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. – Jb. Geol. B.-A. **112,** Wien 1969.

KRAUS O. & OTT E.: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. – Mitt. Bayer. Staatssammlung. Paläont. hist. Geol. **8,** München 1968.

KRAUSE P. G.: Über das Vorkommen von Kulm in der Karnischen Hauptkette. – Verh. Geol. R.-A. **1906,** Wien 1906.

KRAUTER E.: Zur Frage der Reliefüberschiebung am Staner Joch (Östliches Karwendel, Tirol). – Mitt. Geol. Ges. Wien **60** (1967), Wien 1968.

KREJCI-GRAF K.: Zur Geochemie des Wiener Beckens III. – Erdoel-Erdgas-Z. **85,** Wien–Hamburg 1969.

KREJCI-GRAF K. et al.: Zur Geochemie des Wiener Bekkens II. – Chemie d. Erde **27,** Jena 1968.

KREJCI-GRAF K., APPELT W. & KUKER A.: Zur Geochemie des Wiener Beckens I. – Geol. Mitt. **7,** Aachen 1966.

KREUZER N.: Mächtigkeitsuntersuchungen im Neogen des Ölfeldes Matzen, Nieder-Österreich. – Erdoel-Erdgas-Z. **87,** Wien–Hamburg 1971.

KRISTAN E.: Ophthalmidiidae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Niederösterreich. – Jb. Geol. B.-A. **100,** Wien 1957.

KRISTAN E.: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtales (Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A. **101,** Wien 1958.

KRISTAN-TOLLMANN E.: Rotaliidea (Foraminifera) aus der Trias der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A. Sd. **5,** Wien 1960.

KRISTAN-TOLLMANN E.: Stratigraphisch wertvolle Mikrofossilien aus dem Oberjura und Neokom der nördlichen Kalkalpen. – Erdoel-Z. **78,** Wien–Hamburg 1962, a.

KRISTAN-TOLLMANN E.: Das Unterostalpin des Penken-Gschößwandzuges in Tirol. – Mitt. Geol. Ges. Wien **54,** Wien 1962, b.

KRISTAN-TOLLMANN E.: Holothurien-Sklerite aus der Trias der Ostalpen. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **I 172,** Wien 1963.

KRISTAN-TOLLMANN E.: Beiträge zur Mikrofauna des Rhät. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien **14** (1963), Wien 1964 a.

KRISTAN-TOLLMANN E.: Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut. – Jb. Geol. B.-A. Sdb. **10,** Wien 1964, b.

KRISTAN-TOLLMANN E.: Beiträge zur Mikrofauna des Rhät III. Foraminiferen aus dem Rhät des Königsbergzuges bei Göstling (Niederösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien **19,** Wien 1970.

KRISTAN-TOLLMANN E. & TOLLMANN A.: Die Mürzalpendecke – eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., mat.-nat. Kl., Abt. **I 171,** Wien 1962.

KRISTAN-TOLLMANN E. & TOLLMANN A.: Crinoiden aus dem zentralalpinen Anis (Leithagebirge, Thörler Zug und Radstädter Tauern). – Wiss. Arb. Burgenland **36,** Eisenstadt 1967.

KRÖLL A. & HELLER R.: Die Tiefbohrung Afling U 1 in der Kainacher Gosau. – Verh. Geol. B.-A. **1978.** H. 2, Wien 1978.

KRÖLL A. & WESSELY G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Boh-

rung Urmannsau 1. – Erdöl-Erdgas-Z. **83,** Wien–Hamburg 1967.
KRÖLL A. & WESSELY G.: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluß im Wiener Becken. – Erdoel-Erdgas-Z. **89,** Hamburg/Wien 1973.
KRÖLL A. & WIESENEDER H.: The Origin of Oil and Gas Deposits in the Vienna Basin (Austria). – 24th Int. Geol. Congress, Montreal Sect. **5:** Mineral fuels, Ottawa 1972.
KRUPARZ H.: Bericht 1955 über Übersichtsbegehungen und Kartierungen in der Sadnig-Gruppe, Möll-Tal, Kärnten (Blatt Winklern 180). – Verh. Geol. B.-A. **1956,** Wien 1956.
KRYSTYN L.: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den östlichen Nordalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971.
KRYSTYN L.: Die Oberbajocium- und Bathonium-Ammoniten der Klaus-Schichten des Steinbruches Neumühle bei Wien (Österreich). – Ann. Nat. Mus. Wien **76,** Wien 1972.
KRYSTYN L.: Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). – Verh. Geol. B.-A. **1973,** Wien 1973.
KRYSTYN L.: Die Tirolites Fauna (Ammonoidea) der untertriassischen Werfener Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Math.-nat.-Kl., Abt. **I 183,** Wien 1974.
KRYSTYN L.: Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn. – In: Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias (ZAPFE H., Hrsg.). – Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss. **4,** Wien, New York: Springer 1978.
KRYSTYN L. & GRUBER B.: Daonella lommeli (WISSMANN) im Hallstätter Kalk der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1974,** Stuttgart 1974.
KRYSTYN L., SCHÄFFER G. & SCHLAGER W.: Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **137,** Stuttgart 1971, a.
KRYSTYN L., SCHÄFFER G. & SCHLAGER W.: Der Stratotypus des Nor. – Annales Inst. Geol. Publ. Hung. **54,** fasc. **2,** Budapest 1971, b.
KRYSTYN L. & SCHÖLLNBERGER W.: Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. – Exkurs.-Führer **42.** Jahresvers. Paläont. Ges. 1972, Graz: Paläont. Ges. 1972.
KUCKELKORN K. F.: Tektonische Untersuchung der Unterinntal-Zone zwischen Terfens und Wörgl in Tirol. – München 1964. Diss., Nat. Fak., Univ. München.
KUCKELKORN K. F.: Anlage und Bau der orogenen Scheitelung im Bereich des östlichen Unterinntales (Tirol). – Geol. Jb. **86,** Hannover 1968.
KÜBLER H. & MÜLLER E.: Die Geologie des Brennermesozoikums zwischen Stubai und Pfleschtal (Tirol). – Jb. Geol. B.-A. **105,** Wien 1962.
KÜHN O.: Stratigraphie und Paläogeographie der Rudisten. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Abt. B, Beil.-Bd. **70** (1933), **78** (1937), **86** (1942), **89** (1948), **90** (1949), Stuttgart 1933, 1937, 1942, 1948, 1949.
KÜHN O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **I 156,** Wien 1947.
KÜHN O.: Autriche. – Lexique Stratigraphique International Vol. **1,** fasc. **8,** Paris: Centre Nat. Rech. Sci. 1962.
KÜHN O.: Rudistenhorizonte als ökologische und stratigraphische Indikatoren. – Geol. Rundschau **56,** Stuttgart 1967.
KÜHN O. & ZINKE G.: Die helvetische Kreide von Mattsee. – N. Jb. Min., Abt. **B** Beil. – Bd. **81,** Stuttgart 1939.
KÜHNEL J.: Zur tektonischen Stellung des Gölls im Berchtesgadener Land. – Geol. Rundschau **16,** Berlin 1925.
KÜHNEL J.: Jüvavische Schollen im Tennengebirge. – Verh. Geol. B.-A. **1928,** Wien 1928.
KÜHNEL J.: Geologie des Berchtesgadener Salzberges. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. **B 61,** Stuttgart 1929.
KÜMEL F.: Die Sieggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge (NÖ., Bgld.). – Min. Petr. Mitt. **47,** Leipzig 1935.
KUENEN PH. H.: Turbidity currents of high density. – Intern. Geol. Congr. 18th., Rep. **8,** London 1950.
KUENEN PH. H.: Longitudinal filling of oblong sedimentary basins. – Verh. Koninkl. Neder. Geol. Mijnbouwk. Genoot., Geol. Ser., Dell. **18,** Gravenshage 1957.
KUENEN PH. H.: Problems concerning source and transportation of flysch sediments. – Geol. en Mijnbouw, Niuve Ser. **20,** Gravenshage 1958.
KUENEN PH. H. & CAROZZI A.: Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps. – J. Geol. **61,** Chicago 1953.
KUENEN PH. H. & MIGLIORINI C. I.: Turbidity currents as a cause of graded bedding. – J. Geol. **58,** Chicago 1950.
KÜPPER H.: Der Kalkalpenrand bei Kaumberg. N.Ö. – Jb. Geol. B.-A. **92** (1947), Wien 1949.
KÜPPER H.: Exkursion in das südliche Wiener Becken und Randgebiete. – Verh. Geol. B.-A. Sh. **A,** Wien 1951.
KÜPPER H.: Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtskarte des weiteren Wiener Raumes. – Mitt. Geol. Ges. Wien **53,** Wien 1961.
KÜPPER H.: Beobachtungen in der Hauptklippenzone bei Stollberg, NÖ. – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962.
KÜPPER H.: Wiener Sandstein und Flysch. – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962.
KÜPPER H.: Exkursion zur Hohen Wand in den Kalkalpen südlich von Wien. – In: Exk.-Führer Achtes Europ. Mikropal. Koll. Österr. = Verh. Geol. B.-A. Sdh. **F,** Wien 1963.
KÜPPER H.: Geologie von Wien. Kurzfassung 1964. – Wien – Berlin: Hollinek, Borntraeger 1965.
KÜPPER H.: Wien. – Verh. Geol. B.-A. Bundesländerserie, Wien: Geol. B.-A. 1968.
KÜPPER H., MÜLLER G. & Mitarb.: Zur Geologie des Gebietes nordöstlich von Göpfritz a./W., NÖ. – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971.
KÜPPER H. & ROSENBERG G.: Tektonik der Kalkalpen. – In: GRILL R. & KÜPPER H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, M. 1:75.000 – Wien: Geol. B.-A. 1954.
KÜPPER H. & WIESBÖCK I.: Erläuterungen und Index zur Übersichtskarte der Mineral- und Heilquellen in Österreich 1:500.000. – Wien: Geol. B.-A. 1966.
KÜPPER K.: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Untertal. – Jb. Geol. B.-A. **99,** Wien 1956.
KÜPPER K.: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau. – Jb. Geol. B.-A. **99,** Wien 1956.
KUFNER O.: Der technische Fortschritt in der Steingewinnung und Rohsteinverarbeitung. – Montan-Rundschau **15,** Sh. Steine u. Erden, Wien 1967.
KUHNERT CH.: Zur Stratigraphie und Tektonik des mittleren Ammergebirges. – Berlin 1964. – Diss., Math. Nat. Fak., Freie Univ. Berlin, Berlin 1964.
KUHNERT CH.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8431 Linderhof. – München: Bayr. Geol. L.-A. 1967, a.
KUHNERT CH.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8432 Oberammergau. – München: Bayr. Geol. L.-A. 1967, b.
KUKLA G. J.: Pleistocene Land-Sea Correlations I. Europe. – Earth-Science Rev. **13,** Amsterdam 1977.
KUNTSCHNIGG A.: Neuer Korallenfund aus dem Unterkarbon von Nötsch in Kärnten. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **62,** Graz 1926.
KUNTSCHNIGG A.: Das Bergland von Weiz. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **63,** Graz 1927.
KUNZ B.: Eine Fauna aus dem oberen Dogger der niederösterreichischen Kalkvoralpen (Unterer Reitmauerkalk,

Frankenfelser Decke). – Ann. Nat. Mus. Wien **71,** Wien 1967.

KUNZ B.: Temperaturmessungen in Erdölbohrungen der Molassezone Oberösterreichs. – Mitt. Österr. Geol. Ges. **68** (1975), Wien 1978.

KUPKA J. E.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Zwettl (19) und Gföhl (20) in den Jahren 1969 und 1973–1976. Truppenübungsplatz. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1970 und 1974–1977.

KUPSCH F., ROLSER J. & SCHÖNENBERG R.: Das Altpaläozoikum der Ostkarawanken. – Z. Dt. Geol. Ges. **122** (1970), Hannover 1971.

KURAT G.: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 9,** Wien 1065.

KURAT G. & RICHTER W.: Impaktite von Köfels. – Tschermaks. Min. Petrograph. Mitt. **3. F. 17,** Wien 1971.

KURAT G. & SCHARBERT H. G.: Compositional Zoning in Garnets from Granulite Facies Rocks of the Moldanubian Zone, Bohemian Massif of Lower Austria, Austria. – Earth and Planetary Science Letters **16,** Amsterdam 1972.

LAHUSEN L.: Die schicht- und zeitgebundenen Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnobervererzungen der Kreuzeck- und Goldeckgruppe in Kärnten und Osttirol, Österreichs – München 1969. – Diss., naturwiss. Fak., Univ. München.

LAHUSEN L.: Schicht- und zeitgebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnober-Vererzungen in Kärnten und Osttirol/Österreich. – Mineral. Deposita **7,** Berlin 1972.

LAMBERT R. ST. J.: Isotopic Age Determinations on Gneisses from the Tauernfenster, Austria. – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964.

LAMBERT R. ST. J.: Potassium-argon Study of the Margin of the Tauernfenster at Döllach, Austria. – Eclogae Geol. Helv. **63,** Basel 1970.

LAMMERER B.: Struktur des Alpenrandes zwischen Inn und Bodensee im Satellitenbild. – Geol. Rundschau **65,** Stuttgart 1976.

LAMMERER R., FRUTH I. et al.: Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schiefer Serie (Zillertaler Alpen, Tirol). – Geol. Rundschau **65,** Stuttgart 1976.

LANGE W.: Der untere Lias am Fonsjoch (östlich Karwendelgebirge) und seine Ammonitenfauna. – Palaeontographica **102,** Abt. **A,** Stuttgart 1952.

LANGHEINRICH G., SCHÄLICKE W. & SCHMIDT A. E.: Zur Geologie des Tauernwestendes zwischen Brenner-Paß und Gossensaß (Colle Isarco), Südtirol/Italien. – Göttinger Arb. Geol. Paläont. **5,** Göttinger 1970.

Larderello and Monte Amiata: Electric power by endogenous steam. – Roma: ENEL, Compartimento di Firenze Direzione Studi e Ricerche (keine Jahresangabe).

LAUBSCHER H. P.: Das Alpen- Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. – Geol. Rundschau **60,** Stuttgart 1971, a.

LAUBSCHER H. P.: The large-scale Kinematics of the Western Alps and the northern Apennines and its palinspastic implications. – Am. J. Sci. **271,** New Haven 1971, b.

LAUBSCHER H. P.: Alpen und Plattentektonik: Das Problem der Bewegungsdiffusion an kompressiven Plattengrenzen. – Z. Dt. Geol. Ges. **124,** Hannover 1973.

LAUER G.: Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **19,** Wien 1970.

LAURENT R.: The Hercynides of South Europe, a model. – 24. Intern. Geol. Congr. 1972, Section **3** (Tectonics), Montreal 1972.

LECHNER K.: Abteilung Bergbau und Lagerstätten (1947–1955). – Verh. Geol. B.-A. **1948–1956,** Wien 1948–1956.

LECHNER K.: Über lagerstättenkundliche Aufnahmen (Bericht 1950). – Verh. Geol. B.-A. **1950–51,** Wien 1951.

LECHNER K.: Über lagerstättenkundliche Aufnahmen (Bericht 1951). – Verh. Geol. B.-A. **1952,** Wien 1952.

LECHNER K.: Lagerstättenkundliche Aufnahmen 1953. – Verh. Geol. B.-A. **1954,** Wien 1954.

LECHNER K.: Bericht 1952 über lagerstättenkundliche Aufnahmen. – Verh. Geol. B.-A. **1953,** Wien 1953.

LECHNER K.: Lagerstättenkundliche Aufnahmen 1954. – Verh. Geol. B.-A. **1955,** Wien 1955.

LECHNER K.: Bericht 1955 über lagerstättenkundliche Aufnahmen. – Verh. Geol. B.-A. **1956,** Wien 1956.

LECHNER K. & PLÖCHINGER B.: Die Manganerzlagerstätten Österreichs. – XXth Int. Geol. Congress, Vol. **5,** Mexico 1956.

LEDITZKY H. P.: Die stratigraphische Gliederung des Gebietes zwischen Zollnerhöhe und Zollnersee in den Karnischen Alpen (Österreich). – Carinthia **II 83,** Klagenfurt 1974.

LEIN R.: Stratigraphie und Fazies der Obertrias der Mürztaler Kalkalpen. – Wien 1972. – Diss., Phil. Fak., Univ. Wien.

LEIN R.: Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **I 184,** Wien 1976.

LEIN R. & SIBLIK M.: The brachiopod fauna from the Spielkogel (Muerztaler Alpen, Styria): New data concerning the stratigraphic emplacement of Tetractinella (?) dyactis (BITTNER). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **25,** Wien 1978.

LEIN R. & ZAPFE H.: Ein karnischer Dachsteinkalk mit Pachyodonten in den Mürztaler Alpen, Steiermark. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **108,** Wien 1971.

LEISCHNER W.: Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **I, 168,** Wien 1959, a.

LEISCHNER W.: Geologische Neuaufnahmen in der Umgebung von Bad Ischl (Ischl- und unteres Rettenbachtal). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **10,** Wien 1959, b.

LEISCHNER W.: Zur Kenntnis der Mikrofauna und -flora der Salzburger Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **112,** Stuttgart 1961.

LEITMEIER H.: Das Smaragdvorkommen im Habachtal. – Tscherm. Min. Petrograph. Mitt. **N. F. 40,** Leipzig 1929.

LEMBERGER P.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Aspang und Mönichkirchen/NÖ. – Wien 1970, phil. Diss., Univ. Wien.

LEMCKE K.: Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. – Geol. Bavarica **69,** München 1973.

LEMCKE L.: Übertiefe Grundwässer im süddeutschen Alpenvorland. – Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. **42,** Basel 1976.

LEMCKE K. & WAGNER R.: Zur Kenntnis des vortertiären Untergrundes im Bodenseegebiet. – Bull. Ver. Schweiz. Petr. Geol. **27,** Basel 1961.

LESKÓ I.: Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Raume Oberdorf a. d. Laming, Steiermark. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **11,** Wien 1960.

LESKÓ I.: Über die Bildung von Magnesitlagerstätten. – Mineralium Deposita **7,** Berlin 1972.

LEUCHS K.: Geologischer Führer durch die Kalk-Alpen vom Bodensee bis Salzburg und ihr Vorland. – München: Lindauer 1921.

LEUCHS K.: Anisisch-ladinische Grenze und ladinische Hallstätter Fazies in den Nordalpen. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. Abt. **I., 156,** Wien 1947.

LEUPOLD W.: Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen zwischen Reuss und Rhein. – Eclogae Geol. Helv. **35,** Basel 1942.

LIEGLER K.: Das Oberkarbon-Vorkommen der Brunnachhöhe NW Bad Kleinkirchheim/Kärnten. – Carinthia **II 80,** Klagenfurt 1970.

LINDENBERG H.-G.: Die Bolivinen (Foram.) der Häringer Schichten. Mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Unterinntal-Gebietes. – Boll. Soc. Paleont. Ital. **4** (1965), Modena 1966.

LIPOLD M. v.: Das Kohlengebiet in den nordöstlichen Alpen. – Jb. Geol. R.-A. **15,** Wien 1865.

LIPPOLT H. S., BARANYI I. & TODT W.: Das Kalium-Argon-Alter des Basaltes vom Lavanttal in Kärnten. – Der Aufschluß **26,** Göttingen 1975.

LIPPOLT H. J. & PIDGEON R.: Isotopic Mineral Ages of a Diorite from the Eisenkappel Intrusion, Austria. – Z. Naturforsch. **29a,** Tübingen 1974.

LITSCHER H.: Die Geologie des Raumes Schwarzenbach – Gössenberg – St. Georgen/Obdachegg. – Graz 1976. – Phil. Diss., Univ. Graz.

LOACKER H.: Berg- und Grundwasserverhältnisse im Illgebiet. – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971.

LOBITZER H.: Fazielle Untersuchungen an triadischen Karbonatplattform/Becken-Gesteinen etc. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **109** (1972), Wien 1973.

LOBITZER H.: Fazielle Untersuchungen an norischen Karbonatplattform-Beckengesteinen (Dachsteinkalk – Aflenzer Kalk etc.). – Mitt. Geol. Ges. Wien **66–67** (1973–1974), Wien 1975.

LODEMANN W.: Geologie und Tektonik des mesozonalen Kristallins der Saualpe in Ostkärnten. – N. Jb. Miner. Abh. **104,** Stuttgart 1966.

LODEMANN W.: Durchbewegung und Metamorphose in den zentralen Ostalpen. 2. Beobachtungen über den Einfluß der Faltung auf die Kristallisationsvorgänge im Saualpenkristallin (Kärnten). – N. Jb. Geol. Pal. Mh. **1967,** Stuttgart 1967.

LODEMANN W.: Gerichtete Stoffverschiebung bei der Regionalmetamorphose an Metabasiten der Saualpe in Ostkärnten. – N. Jb. Min. Abh. **118,** Stuttgart 1973.

LÖCSEI J.: Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. – Jb. Geol. B.-A. **117,** Wien 1974.

LÖGTERS H.: Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch-Denkmals. – Jb. Oberösterr. Musealver. **87,** Linz 1937, a.

LÖGTERS H.: Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyerer Bögen – Buch-Denkmal). – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg **16,** Hamburg 1937, b.

LOESCHKE J.: Zur Geologie und Petrographie des Diabaszuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). – Oberrhein. Geol. Abh. **19,** Karlsruhe 1970.

LOESCHKE J.: Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen. – N. Jb. Min. Abh. **119,** Stuttgart 1973.

LOESCHKE J.: Nature and origin of Palaeozoic volcanic rocks of the Seeberg area (Karawanken/Austria). – Geol. Rundschau **63,** Stuttgart 1974.

LOESCHKE J.: Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretation. – Geol. Rundschau **64,** Stuttgart 1975.

LOESCHKE J.: Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese. – Z. Dt. Geol. Ges. **128,** Hannover 1977.

LOESCHKE J. & ROLSER J.: Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). – Z. Dt. Geol. Ges. **122** (1970), Hannover 1971.

LOESCHKE J. & WEBER K.: Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **142,** Stuttgart 1973.

LOGIGAN ST. & DIEM E.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963, Teil V: Lagerstättenstudie über die Gasvorkommen von Wildendürnbach und Ameis. – Erdoel-Z. **80,** Wien–Hamburg 1964.

LÜHR H.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär von Häring/Tirol. – München 1962, Diss., Univ. München.

LUKAS W.: Tektonisch-genetische Untersuchungen der Fahlerzlagerstätte am Falkenstein bei Schwaz/Tirol. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1971,** Stuttgart 1971.

LUPU D.: Bemerkungen zur Rudistenfauna des Lattenberges (Gosaubecken von Reichenhall, Oberbayern). – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **I 181,** Wien 1973.

LUTYI-LUTENKO A.: Bau und Strukturen der Lechtaldecke im Gebiet der Jachenau zwischen Walchensee und Isartal. – Geologica Bavarica **8,** München 1951.

MACKERROW W. S. & ZIEGLER A. M.: Palaeozoic Oceans. – Nature Phys. Sci. **240,** London 1972.

MAHEL M.: Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale und die Beziehung einiger ihrer Einheiten zu solchen der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A. **106,** Wien 1963.

MANZONI M.: Fauna a Conodonti del Siluriano e Devoniano delle Alpi Carniche. – Giorn. Geol. (2) **33,** Bologna 1965.

MANZONI M.: Conodonti neodevonici ed eocarboniferi al Monte Zermula (alpi Carniche). – Giorn. di Geol. (2) **33,** Bologna 1966.

MANZONI M.: Il Devoniano superiano superiore e il Carbonifero inferiore nelle serie pelagiche di Val Uqua. – Giorn. Geol. **34** (1966), Bologna 1968.

MARCHET A.: Der Gabbro-Amphibolitzug von Rehberg im niederösterreichischen Waldviertel. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **128,** Wien 1919.

MARCHET A.: Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **N. F. 36,** Wien 1924.

MARCHET A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. II. Teil: Der Gesteinschemismus. – Fortschr. Min. Krist. Petr. **25,** Berlin 1941.

MARINER F.: Untersuchungen über die Tektonik des Höllensteinzuges bei Wien. – Verh. Geol. B.-A. **1926,** Wien 1927.

MARIOTTI A.: Précisions sur la stratigraphie des Lienzer Dolomiten. Hypothèses sur les relations paléogéographiques entre les Alpes orientales et les Alpes méridionales; conséquences structurales. – Geol. Alpine **48,** Grenoble 1972.

MARSCHALKO R. & PULEC M.: Sedimentology of the Lunz Beds. – Geol. Sbornik **18,** Bratislava 1967.

MARTINI E. & MÜLLER C.: Calcareous nannoplankton from the Karpatian in Austria (Middle Miocene). – VIth Congr. Reg. Comm. Mediterr. Neogene Strat., Bratislava 1975.

MARTINI E. & MÜLLER C.: Calcareous nannoplankton and Silicoflagellates from the type Ottnangian and equivalent strata in Austria (Lower Miocene). – VIth Congr. Reg. Comm. Mediterr. Neogene Strat., Bratislava 1975.

MATEJOVSKÁ O.: Petrogenesis of the Moldanubian granulites near Náměšt n. Osl. – Krystallinikum **5,** Prag 1967.

MATURA A.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Mautern (37), Krems (38) und Obergrafendorf (55) in den Jahren 1966, 1968–1975. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1967, 1969–1976.

MATURA A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. – Jb. Geol. B.-A. **119,** Wien 1976.

MATURA A. et al.: Waldviertel. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt **1977,** Wien: Geol. B.-A. 1977.

MAUCHER A.: Zur alpinen Metallogenese in den bayerischen Kalkalpen zwischen Loisach und Salzach. – Tscherm. Min. Petrograph. Mitt. **3. F. 4.,** Wien 1954.

MAUCHER A.: Die Deutung des primären Stoffbestandes der kalkalpinen Blei-Zinklagerstätten als syngenetisch-sedimentäre Bildungen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **102,** Wien 1957.

MAUCHER A.: Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Großtektonik. – Freiberger Forschungsh. **C 186,** Freiberg, Leipzig 1965.

MAUGIS P.: Exploitation d'une nappe d'eau chaude souterraine pour le chauffage urbain dans la région parisienne. – Ann. mines **1972,** Paris 1974.

MAURACHER J.: Die Überschiebung der Mürzalpendecke im Schwabeltal östlich der Gesäuseberge. – Mitt. Geol. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **23,** Wien 1976.

MAURER H.: Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen Steyr- und Kremstal. – Mitt. Geol. Ges. Wien **64** (1971), Wien 1972.

MAURIN V.: Ein Beitrag zur Hydrogeologie des Lurhöhlensystems. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **81/82,** Graz 1952.

MAURIN V.: Die hydrogeologischen Verhältnisse im Raum des Garracher Waldes und seines nördlichen Vorlandes (Oststeiermark). – Steir. Beitr. Hydrogeol. **8/9,** Graz 1958.

MAVRIDIS A. & MOSTLER H.: Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung. – Festband Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, Innsbruck 1970.

MAYR F. & HEUBERGER H.: Type Areas of Late Glacial and Postglazial Deposits in Tyrol, Eastern Alpes. – Univ. Colorado Studies, Series in Earth Sciences **7,** Boulder 1968.

MAYRHOFER H.: Beiträge zur Kenntnis des alpinen Salzgebirges. – Z. Dt. Geol. Ges. **105** (1953), Hannover 1955.

MEDWENITSCH W.: Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl – Aussee. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **1,** H. 2, Wien 1949.

MEDWENITSCH W.: Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). – Mitt. Geol. Ges. Wien **50** (1957), Wien 1958.

MEDWENITSCH W.: Zur Geologie des Halleiner Salzberges. – Mitt. Geol. Ges. Wien **51** (1958), Wien 1960.

MEDWENITSCH W.: Die Bedeutung der Grubenaufschlüsse des Halleiner Salzberges für die Geologie des Ostrandes der Berchtesgadener Schubmasse. – Z. Dt. Geol. Ges. **113** (1961), Hannover 1962, a.

MEDWENITSCH W.: Zur Geologie des Unterengadiner Fensters. – Ecl. Geol. Helv. **52,** Basel 1962, b.

MEDWENITSCH W.: Zur Geologie des Halleiner und Berchtesgadener Salzberges. – Mitt. Natw. Arbgem. Haus Natur Salzburg **14,** Salzburg 1963, a.

MEDWENITSCH W.: Halleiner Salzberg (Dürrnberg). – In: Exk.-Führer z. 8. Europ. Mikropaläont. Kolloqu. Österr. = Verh. Geol. B.-A. Sdh. **F,** Wien 1963, b.

MEDWENITSCH W.: Probleme der alpinen Salzlagerstätten. – Z. Dt. Geol. Ges. **115,** Hannover 1966.

MEDWENITSCH W.: Salz und Gips im steirischen Salzkammergut. – In: Führer zu „Der Bergmann, der Hüttenmann", Graz 1968.

MEDWENITSCH W., SCHLAGER W. & EXNER CH.: Exkursion I/5: Ostalpenübersichtsexkursion. – Mitt. Geol. Ges. Wien **57,** Wien 1964.

MEESMANN P.: Geologische Untersuchung der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintales. – Verh. Naturforsch. Ges. Basel **37,** Basel 1925.

MEISER P. & TEUSCHER E. O.: Das Feld Gotting-Ranna, geologisch-geophysikalische Kartierung eines Graphitvorkommens im Passauer Wald. – Geol. Bavar. **55,** München 1965.

MEIXNER H.: Die Talklagerstätte Schellgaden im Lungau, Salzburg, sowie dort neu aufgefundener Molybdänglanz und Zirkon. – Z. angewandte Min. **1,** Berlin 1939.

MEIXNER H.: Einige neue Mineralfunde (Dumortierit, Skapolith) aus dem Koralpengebiet, Steiermark bzw. Kärnten. – Zentralbl. Min. Geol. Paläont. Abt. **A, 1940,** Stuttgart 1940.

MEIXNER H.: Ein Staurolithfund in den Andalusitparamorphosenschiefern vom Krokaberg, Koralpe. – Karinthin **10,** Knappenberg 1950, a.

MEIXNER H.: Wulfenit von der Gehrwand, einem alten Blei-Zinkbergbau des Typus Achselalpe (Hohe Tauern, Salzburg) und Bemerkungen über die Molybdänparagenesen in den Ostalpen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **95,** Wien 1950, b.

MEIXNER H.: Mineralogisches zu Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex – Rundschau **1953,** Radenthein 1953.

MEIXNER H.: Die Minerale Kärntens. – Carinthia **II Sh. 21,** Klagenfurt 1957.

MEIXNER H.: Die Nickelmineralisation im Kraubather Serpentinstock. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **104,** Wien 1959.

MEIXNER H.: Die Metasomatose in der Eisenspat-Lagerstätte Hüttenberg, Kärnten. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 8.,** Wien 1963.

MEIXNER H.: Ein Vorkommen von Andalusit-Kristallen und von Paramorphosen von Disthen nach solchen sowie Cordierit und Apatit aus der Kreuzeckgruppe Kärnten. – Carinthia **II, Sbd. 28,** Klagenfurt 1971.

MEIXNER H.: Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen, XXIV. – Carinthia **II 83,** Klagenfurt 1974.

MEIXNER H.: Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen XXV. – Carinthia **II 85,** Klagenfurt 1975.

MEIXNER H. & WALTER L.: Die Minerale des Serpentingebirges um Kraubath (Obersteiermark). – Fortschr. Min. etc. **23,** Berlin 1939.

MELLO J.: Triassische Biohermkalke im östlichen Teil des Slowakischen Karstes. – Geologica carpathica **36,** Bratislava 1975.

METZ K.: Die stratigraphische Stellung der Veitsch auf Grund neuer Fossilfunde. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb. **85,** Wien 1937, a.

METZ K.: Die tektonische Stellung diaphtoritischen Altkristallins in der steirischen Grauwackenzone. – Zbl. Miner. etc. **1937,** Abt. **B,** Stuttgart 1937, b.

METZ K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – Mitt. Reichst. Bodenforsch. Zweigst. Wien **1,** Wien 1940.

METZ K.: Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmeringmesozoikums nach Westen. – Verh. Geol. B.-A. **1945,** Wien 1947.

METZ K.: Zur Frage der voralpidischen Bauelemente in den Alpen. – Geol. Rundschau **40,** Stuttgart 1952.

METZ K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien **44** (1951), Wien 1953.

METZ K.: Zur Kenntnis der Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern. – Tscherm. Min. Petrograph. Mitt. **3. F. 4,** Wien 1954.

METZ K.: Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien **50** (1957), Wien 1958.

METZ K.: Die Nordgrenze des Bösensteinkristallins nach neuen Wegaufschlüssen zwischen Trieben und Rottenmann/Steiermark. – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964, a.

METZ K.: Die Tektonik der Umgebung des Bösenstein und ihr Erkenntniswert für das Kristallin der nördlichen Steiermark. – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964, b.

METZ K.: Das ostalpine Kristallin im Bauplan der östlichen Zentralalpen. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **Abt. I, 174,** Wien 1965.

METZ K.: Die Grundzüge des geologischen Baues der Steiermark. – In: Die Steiermark, Land, Leute, Leistung. – 2. Aufl. – Graz: Styria 1966.

METZ K.: Gaaler Schuppenzone als Südgrenze der Seckauer Masse. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **100,** Graz 1971, a.

METZ K.: Das Problem der Grenzzone zwischen Wölzer Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten. – Carinthia **II,** Sh. **28,** Klagenfurt 1971, b.

METZ K.: Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. – Mitt. Abt. Geol., Paläont. u. Bergbau. Landesmus. Joanneum **33,** Graz 1973.

METZ K.: Der geologische Bau der Seckauer- und Rottenmanner Tauern. – Jb. Geol. B.-A. **119,** Wien 1976, a.

METZ K.: Der geologische Bau der Wölzer Tauern. – Mitt. Nat. Ver. Steiermark **106,** Graz 1976, b.

METZ K., BACHMANN H. et al.: Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern. – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964.

MIGNON K.: Baugeologische Betrachtungen zur Brenner-Autobahn. – Österr. Ing. Z. **13,** Wien 1970.

MIGNON K.: Datierung von Holzfunden in Talverschüttungen im Montafon, Kaunertal und Zillertal. – Z. Gletscherkde. Glazialgeol. **7,** Innsbruck 1971.

MIHALY S.: Revision der unterkarbonen Korallen des Köszar-Hegy von Szabadbattyan. – Evi Jelent. Magyar All. Föld. Int. **1971,** Budapest 1973.

MILAN W.: Mineraliensammlung in den Museen Österreichs. Mit einem Nachwort von H. MEIXNER. – Karinthin **59,** Knappenberg, Klagenfurt 1968, a.

MILAN W.: Museen und Sammlungen von Österreich/bearb. v. W. MILAN unter sachlicher und redaktioneller Mitwirkung des Verlages. – 2 Bde. – Wien: Schroll 1968, b.

MILAN W.: Ergänzungen zu „Mineraliensammlungen in den Museen Österreichs". – Karinthin **60,** Knappenberg, Klagenfurt 1969.

MILLER CH.: On the Metamorphism of the Eclogites and high-grade Blueschists from the Penninic Terraine of the Tauern Window, Austria. – Schweiz. Min. Petr. Mitt. **54,** Zürich 1974.

MILLER CH.: Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 23,** Wien 1977.

MILLER D. S., JÄGER E. & SCHMIDT K.: Rb/Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner-Mesozoikums und aus Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). – Eclogae Geol. Helv. **60,** Basel 1967.

MILLER H.: Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. – Z. Dt. Geol. Ges. **113** (1961), Hannover 1962.

MILLER H.: Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **118,** Stuttgart 1963, a.

MILLER H.: Gliederung und Altersstellung der jurassischen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des Wetterstein-Gebirges etc. – Mitt. Bayer. Staatsamml. Paläont. etc. **3,** München 1963, b.

MILLER H.: Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleichen zum westlichen Wettersteingebirge. – Verh. Geol. B.-A. **1965,** Wien 1965.

MILLER H.: Alpine Longitudinalprofile 1975 – the experiment and first results. – In: Geodynamics and Geotraverses around the Alps. Abstracts, Salzburg u. München 1977.

Die *Mineralkohlen* Österreichs 1903 hrsg. Komitee des allgemeinen Bergmannstages. – Wien: Verl. Zentralverein Bergwerksbesitzer Österreichs 1903.

MODJTAHEDI M. & WIESENEDER H.: Entstehung und Zusammensetzung der Leucophyllite (Weißschiefer) in den Ostalpen. – Archiv Lagerstättenf. Ostalpen, Sb. **2,** Leoben 1974.

MOHR H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.Ö.). – Mitt. Geol. Ges. Wien **3,** Wien 1910.

MOHR H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des NE-Sporns der Zentralalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. **88,** Wien 1912.

MOHR H.: Geologie der Wechselbahn. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien **82,** Wien 1913.

MOHR H.: Ist das Wechselfenster ostalpin? – Graz: Leuschner u. Lubensky 1919.

MOHR H.: Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **75,** Berlin 1923.

MOHR H.: Ein neuer Pflanzenfund im metamorphen Carbon der Ostalpen und seine Stellung im alpinen Bauplan. – Cbl. Miner. etc., Abt. **B 1933,** Stuttgart 1933.

MOHS F.: Die Villacher Alpe, und die dieselbe zunächst umgebenden Gegenden. – Molls Efermeriden Berg-Hüttenkd. **3,** Nürnberg 1807.

MOJSISOVICS E. v.: Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. – In: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes (DIENER C., Hrsg.). – Wien–Leipzig: Tempsky und Freytag 1903.

MOJSISOVICS E. v.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Ischl und Hallstatt. – Geologische Spezialkarte der österreich.-ungar. Monarchie SW-Gr. Nr. **19,** Wien: Geol. R.-A. 1905.

MORTEANI G.: Guide to the excursion B 9, petrology of the Tauern Window, Austrian Alps. – Fortschr. Mineral. **52,** Beih. **1,** Stuttgart 1974.

MOSTLER H.: Einige Bemerkungen zur Salzach-Längsstörung und die sie begleitenden Gesteine. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **14,** Wien 1964.

MOSTLER H.: Zur Einstufung der „Kieselschiefer" von der Lachtal-Grundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Verh. Geol. B.-A. **1966,** Wien 1966.

MOSTLER H.: Conodonten und Holothuriensklerite aus den norischen Hällstätter-Kalken von Hernstein (Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A. **1967,** Wien 1967.

MOSTLER H.: Holothurien-Sklerite und Conodonten aus dem Schreyeralmkalk (Anisium) der Nördlichen Kalkalpen (Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A. **1968,** Wien 1968, a.

MOSTLER H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **18** (1967), Wien 1968, b.

MOSTLER H.: Zur Baryt-Vererzung des Kitzbüheler Horns und seiner Umgebung (Tirol). – Archiv Lagerstättenf. Ostalpen **11,** Leoben 1970, a.

MOSTLER H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, Innsbruck 1970, b.

MOSTLER H.: Häufigkeit und Bedeutung von Schwammspiculae in triassischen Mikrofaunen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **1,** H. 11, Innsbruck 1971.

MOSTLER H.: Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). Verruccano Symposium 1969. – Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. **20** = Verh. Geol. B.-A. **1972,** Wien 1972, a.

MOSTLER H.: Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – Verh. Geol. B.-A. **1972,** Wien 1972, b.

MOSTLER H.: Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. – Verh. Geol. B.-A. **1972,** Wien 1972, c.

MOSTLER H.: Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – Veröffentl. Univ. Innsbruck **86,** Innsbruck 1973, a.

MOSTLER H.: Die stratigraphische Bedeutung von Crinoiden-, Echiniden- und Ophiuren-Skelettelementen in triassischen Karbonatgesteinen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **21** (1972), Innsbruck 1973, b.

MOSTLER H.: Holothuriensklerite der alpinen Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **21** (1972), Innsbruck 1973, c.

MOSTLER H., OBERHAUSER R. & PLÖCHINGER B.: Die Hallstätter Kalk-Scholle des Burgfelsens Hernstein (N.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A. **1967,** Wien 1967.

MOSTLER H. & ROSSNER R.: Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skythanisischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salz-

burg, Österreich). – Geol. Paläont. Mitt. **6,** Innsbruck 1977.

MOTTANA A., CHURCH W. R. & EDGAR A. D.: Chemistry, Mineralogy and Petrology of an Eclogite from the Type locality (Saualpe, Austria). – Contr. Miner. Petrol. **18,** Heidelberg 1968.

MÜLLER C.: Nannoplankton aus dem Mittel-Miozän von Walbersdorf (Burgenland). – Senckenbergiana leth. **55,** Frankfurt 1975.

MÜLLER G.: Fault-Plane Solution of the Earthquake in Northern Italy, 6 May 1976, and Implications for the Tektonics of the Eastern Alps. – Report: Meeting on Friuli Earthquake, CISM, Dec. 4–5, 1976, Udine 1976.

MÜLLER K.: Das „Randcenoman" der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. – Geol. Rundschau **62,** Stuttgart 1973.

MÜLLER K. J.: Nachweis der Pericyclus-Stufe (Unterkarbon) in den Karnischen Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1959,** Stuttgart 1959.

MÜLLER M.: Das Ergebnis der Bohrung Staffelsee 1 als Grundlage für neue Vorstellungen für Bau und Untergrund der gefalteten Molasse. – Geologica Bavarica **63,** München 1970.

MÜLLER M.: Miesbach 1 and Staffelsee 1 – two Basements Tests below the Folded Molasse. – Inter-Union Comm. on Geodynamics, Scientific Report **Nr. 38.** – Stuttgart: Schweizerbart 1978.

MÜLLER P. J.: Zur Geologie des Raumes zwischen Reißkofel und Jauken, unter Berücksichtigung der Mikrofazies mitteltriadischer Becken- und Plattformsedimente (Westliche Gailtaler Alpen, Kärnten). – Innsbruck 1977, Diss., Univ. Innsbruck.

MÜLLER P. J.: Bericht 1977 über Aufnahmen in den westlichen Gailtaler Alpen auf den Blättern 197, Kötschach und 198, Weißbriach. – Verh. Geol. B.-A. **1978,** Heft 1, Wien 1979.

MÜLLER-DEILE G.: Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläographische Auswertung. – N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. **84,** Abt. **B,** Stuttgart 1940, a.

MÜLLER-DEILE G.: Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochel-See in Oberbayern. – Mitt. Reichst. Bodenforsch. Zweigst. München **34,** München 1940, b.

MÜLLER-JUNGBLUTH W. U.: Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomites der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, Innsbruck 1970.

MUHEIM F.: Die subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg. – Eclogae Geol. Helv. **27,** Basel 1934.

MUTSCHLECHNER G.: Erzvorkommen und Bergbau im Bezirk Landeck. – Schlernschriften **110,** Innsbruck 1954, a.

MUTSCHLECHNER G.: Die Massengesteine der Nordtiroler und Vorarlberger Kalkalpen. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 4,** Wien 1954, b.

MUTTENTHALLER H. & EDELMANN A.: Über die chemisch-physikalischen Eigenschaften der Erdöle des Wiener Bekkens. – Erdoel-Z. **72,** Wien–Hamburg 1956.

NACHTMANN W.: Zur Sedimentologie des alpinen Muschelkalkes in den östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten). – Carinthia **II 85,** Klagenfurt 1975.

NÄNNY P.: Zur Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rätikon und Plessur. – Zürich: Gebr. Fretz 1948.

NÄNNY P.: Zur Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rätikon und Plessur. – Zürich 1948, Diss.

NAGEL K. H. & SCHÜTZ K. J.: Die geodynamische Entwicklung der Thiersee- und der Karwendelmulde (Nördliche Kalkalpen). – Geol. Rundschau **65,** Stuttgart 1976.

NAGL H.: Zur Rekonstruktion der pleistozänen Vereisung im alpinen Ybbstal. – Mitt. Geol. Ges. Wien **63** (1970), Wien 1972, a.

NAGL H.: Zur pleistozänen Vergletscherung Österreichs. – Österreich in Geschichte u. Literatur **16,** Wien 1972, b.

NAGY E.: Der Stand der Forschungen im Bereich des Paläozoikums in Ungarn. – Verh. Geol. B.-A. **1972,** Wien 1972.

NEMEC D.: Barium in K-Feldspar Megacrysts from Granitic and Syenitic Rocks of the Bohemia Massif. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 22,** Wien 1975.

NEUBAUER F.: Geologische Untersuchungen am Nordrand der Gurktaler Decke im Bereich des Ostabschnittes der Paaler Konglomerate (Lorenzengraben südwestlich Murau, Steiermark). – Graz 1978. – Diss., Naturwiss. Fak., Univ. Graz.

NEUBAUER W.: Geologie der nordöstlichen Kalkalpen um Lilienfeld. Der Typus voralpinen Deckenbaues. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **1,** H. 1, Wien 1949, a.

NEUBAUER W.: Die steinkohleführenden Lunzer Schichten von Schrambach–Lilienfeld und ihre bergmännische Bedeutung. – Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh. **94,** Wien 1949, b.

NEUBAUER W.: Geologie der Blei-Zink-Silber-Eisen-Lagerstätte von Oberzeiring, Steiermark. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **97,** Wien 1952.

NEUGEBAUER J.: Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose – Ablauf im Südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). – Geotekt. Forsch. **35,** Stuttgart 1970.

NEUGEBAUER J. & KLEINSCHMIDT G.: Ansatz zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **122** (1970), Hannover 1971.

NEUWIRTH E.: Die Amphibolite von Radegund. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **79–80,** Graz 1951.

NICOLAS A.: Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? – Nature **236,** London 1972.

NIEDERMAYER G.: Beiträge zur Sedimentpetrographie des Wienerwald-Flysches. – Verh. Geol. B.-A. **1966,** Wien 1966.

NIEDERMAYR G.: Die akzessorischen Gemengteile von Gföhler Gneis, Granitgneis und Granulit im niederösterreichischen Waldviertel. – Ann. Naturhist. Mus. Wien **70,** Wien 1967.

NIEDERMAYR G.: Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. – Mitt. Geol. Ges. in Wien **66–67** (1973/1974), Wien 1974.

NIEDERMAYR G. & KONTRUS K.: Neue Funde von Phenakit, Bertrandit und Chrysoberyll aus Salzburg, Österreich und über die Verbreitung von Be-Mineralfundstellen in den Ostalpen. – Ann. Naturhist. Mus. Wien **77,** Wien 1973.

NIEDERMAYR G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR E.: Über Mineralisationen der postvariszischen Transgressions-Serie in den westlichen Gailtaler Alpen. – Ann. Naturhist. Mus. Wien **78,** Wien 1974.

NIEDERMAYR G., SEEMANN R. & SCHERIAU-NIEDERMAYR E.: Die Perm-Trias Grenze im westlichen Drauzug, Kärnten – Osttirol. – Ann. Naturhist. Mus. Wien **81,** Wien 1977.

NIEDERMAYR G., SUMMESBERGER H. & SCHERIAU-NIEDERMAYR E.: Über zwei Coelestinvorkommen in der Mitteltrias der Gailtaler Alpen, Kärnten. – Ann. Naturhist. Mus. Wien **79,** Wien 1975.

NIEDERMAYER J.: Geologie der bayrischen Alpen zwischen Loisach, Isar und Walchensee. – N. Jb. Miner. etc., Abt. **B,** Beil-Bd. **76,** Stuttgart 1936.

NÖSSING L.: Die Sanzenkogel-Schichten (Unterkarbon), eine biostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark **105,** Graz 1975.

NOLLAU G.: Petrographische und tektonische Untersuchungen am peridriatischen Rensengranit in Südtirol. – Erlanger Geol. Abh. **98,** Erlangen 1974.

NOTH R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. – Jb. Geol. B.-A. Wien, Sd. **3,** Wien 1951.

NOTH R. & WOLETZ G.: Zur Altersfrage der Kaumberger Schichten. – Verh. Geol. B.-A. **1954,** Wien 1954.

NOWAK J.: Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. – Bull. Acad. Sci. Cracovie, sér. A, **1911,** Cracovie 1911.

NOWOTNY A.: Bericht 1976 über Aufnahmen im Kristallinanteil auf Blatt 117, Zirl. – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.

NUNES P. D. & STEIGER R. H.: U-Pb zircon and Rb-Sr and U-Th-Pb whole-rock study of a polymetamorphic terroine in the Central Alps, Switzerland. – Contrib. Mineral. Petrol. **47,** Berlin 1974.

Nutzung der geothermischen Energie. – Hrsg. v. B.M Forschung und Technologie durch das Programm „Angew. Systemanalyse" in d. Arbeitsgemeinsch. d. Großforschungseinr. (AGF/ASA). – Frankfurt: Umschau Verl. 1976 (Energiequellen für morgen?, Bd. 5).

OBERHAUSER R.: Ein Vorkommen von Trocholina und Paratrocholina in der ostalpinen Trias. – Jb. Geol. B.-A. **100,** Wien 1957.

OBERHAUSER R.: Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie von Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel. – Ver. Geol. B.-A. **1958,** Wien 1958.

OBERHAUSER R.: Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen im Kreideschieferzug zwischen Hintertal und Lavant (Lienzer Dolomiten). – Verh. Geol. B.-A. **1960,** Wien 1960, a.

OBERHAUSER R.: Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis" der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. – Jb. Geol. B.-A. Sd. **5,** Wien 1960, b.

OBERHAUSER R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A. **106,** Wien 1963.

OBERHAUSER R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964, a.

OBERHAUSER R.: Zur Kenntnis der Foraminiferengattungen Permodiscus, Trocholina und Triasina in der alpinen Trias und ihre Einordnung zu den Archaedisciden. – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964, b.

OBERHAUSER R.: Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau etc. – Verh. Geol. B.-A. Sdh. **G,** Wien 1965.

OBERHAUSER R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A. **111,** Wien 1968.

OBERHAUSER R.: Zur Hydrogeologie des Vorarlberger Rheintales zwischen Feldkirch und Hohenems-Klien mit besonderer Berücksichtigung der Bergwasserzuflüsse. – Verh. Geol. B.-A. **1970,** Wien 1970, a.

OBERHAUSER R.: Die Überkippungs-Erscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberggebiet. – Verh. Geol. B.-A. **1970,** Wien 1970, b.

OBERHAUSER R.: Geologisches Gutachten über das Gebiet des oberen Vorarlberger Rheintales nach Fragestellung der Raumplanung. Erstellt für das Amt der Vorarlberger Landesregierung. – Wien, Mai 1973. – Bibliothek d. Geol. B.-A.-Wiss. Archiv. Nr. A 04998 – R, a.

OBERHAUSER R.: Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – Geol. Rundschau **62,** Stuttgart 1973, b.

OBERHAUSER R.: Bericht 1975 über paläontologisch-sedimentologische Aufnahmen im Engadiner Fenster (Fimbertal). – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976.

OBERHAUSER R.: Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogenese wichtiger Umstände. – Verh. Geol. B.-A. **1978,** H. 2, Wien 1978.

OBERHAUSER R. & PLÖCHINGER B.: Das rhätische Foraminiferenkalkvorkommen bei Wopfing (N.Ö.). – Verh. Geol. B.-A. **1968,** Wien 1968.

Das österreichische Erdöl: Mit Aufsätzen von K. FRIEDL, H. VETTERS u. a. – Wien: BM Handel u. Verkehr 1936.

Österreichisches Montan-Handbuch; verfaßt im BM für Handel, Gewerbe und Industrie, Sektion Bergbau. – Wien 1948–1977.

OHMERT W.: Die Neoflabellinen (Foraminfera) des bayerischen Coniac-Santons. – Mitt. Bayer. Staatsamml. Paläont. etc. **9,** München 1969.

OHNESORGE TH.: Die vorderen Kühtaier Berge. – Verh. Geol. R.-A. **1905,** Wien 1905, a.

OHNESORGE TH.: Über Silur und Devon in den Kitzbüheler Alpen. – Verh. Geol. R.-A. **1905,** Wien 1905, b.

OHNESORGE TH.: Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen etc. – Verh. Geol. R.-A. **1908,** Wien 1908.

OPPENHEIM P.: Die Anthozoen der Gosauschichten in den Ostalpen. – Berlin 1930.

OSBERGER R.: Der Flysch-Kalkalpenrand zwischen der Salzach und dem Fuschlsee. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., nath.-nat. Kl., Abt. **I, 161,** Wien 1952.

OSSWALD K.: Die Wendelsteingruppe. – Mitt. Geogr. Ges. München **21,** München 1928.

OSSWALD K.: Geologische Exkursion zum Wendelstein. – Geol. Bavarica **6,** München 1951.

OTT E.: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., N. F. **131,** München 1967.

OTT E.: Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpinen Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **21,** Innsbruck 1973, a.

OTT E.: Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägäis). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **21,** Innsbruck 1973, b.

OTT E.: Neufunde anisischer Dasycladaceen (Kalkalgen) in Österreich. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **109** (1972), Wien 1973, c.

OTTE O.: Schichtfolge, Fazies und Gebirgsbau des Mesozoikums der Vorarlberger Kalkalpen südlich des Großen Walsertales (Österreich). – Berlin 1972. Diss. Geowiss., Freie Univ. Berlin.

OXBURGH E. R.: Faltungsphasen im Altkristallin am Südostrand des Tauernfensters. – Verh. Geol. B.-A. **1966,** Wien 1966.

OXBURGH E. R.: 1. An Outline of the Geology of Central Eastern Alps – A Geological Excursion Guide. – Proc. Geol. Ass. **79,** London 1968.

OXBURGH E. R.: Plate Tectonics and continental collision. – Nature **239,** London 1972.

OXBURGH E. R.: Eastern Alps. – In: Mesozoic-Cenozoic Orogenetic Belts. – The Geol. Soc. Special Publ. **4,** London 1974.

OXBURGH E. R., CLIFF R. A. et al.: Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and southern Ankogel Groups of the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A. **114,** Wien 1971.

OXBURGH E. R., LAMBERT R. ST. J. et al.: Postassium-argon margin of the Tauern window, the Eastern Alps. – Verh. Geol. B.-A. **1966,** Wien 1966.

OXBURGH E. R. & TURCOTTE D. L.: Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. – Schweiz. Min. Petr. Mitt. **54,** Zürich 1974.

PAHR A.: Untersuchungen über den Bau und die tektonische Stellung der Rechnitzer Schieferinsel. – Wien 1955, phil. Diss., Univ. Wien.

PAHR A.: Bericht 1957 über Aufnahmen auf Blatt 137, Oberwart, Kristalliner Anteil. – Verh. Geol. B.-A. **1958,** Wien 1958.

PAHR A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1960,** Wien 1960.

PAHR A.: Zur Geologie des Raumes um Schäffern (Oststeiermark). – Joanneum, Min. Mitteilungsbl. **2/1972,** Graz 1972.
PAHR A.: Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostsporns der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.
PANTZ V. v. & ATZL A.: Versuch einer Beschreibung der vorzüglichsten Berg- und Hüttenwerke des Herzogthumes Steyermark. – Wien: Gerold 1814.
PAPP A.: Über die Altersstellung der Tertiärschichten von Liescha bei Prävali und Lobing. – Carinthia **II 61,** Klagenfurt 1951.
PAPP A.: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul (Kärnten). – Sitzungsber. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **I, 164,** Wien 1955, a.
PAPP A.: Orbitoiden aus der Oberkreide der Ostalpen (Gosauschichten). – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. Abt. **I 164,** Wien 1955, b.
PAPP A.: Orbitoiden aus dem Oberkreideflysch des Wienerwaldes. – Verh. Geol. B.-A. **1956,** Wien 1956.
PAPP A.: Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien **50** (1957), Wien 1958.
PAPP A.: Die Nummulitenfaunen vom Michelberg (Waschbergzone) und aus dem Greifensteiner Sandstein (Flyschzone). – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962.
PAPP A.: Stratigraphische Auswertung von Nannofossilien aus dem Neogon der Paratethys. – VIth Congr. Reg. Comm. Mediterr. Neogene Strat., Bratislava 1975.
PAPP A. et al.: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. – Verh. Geol. B.-A. **1968,** Wien 1968.
PAPP A., CICHA I. et al.: Badenien. (Moravien, Wielicien, Kosovien). – Chronostratigraphie und Neostratotypen **6,** Bratislava: VEDA 1978.
PAPP A., KROBOT W. & HLADECEK K.: Zur Gliederung des Neogens im zentralen Wiener Becken. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **22** (1973), Wien 1974.
PAPP A., MARINESCU F. & SENEŠ J.: M5 Sarmatien (sensu E. SUESS, 1866): Die sarmatische Schichtgruppe und ihr Stratotypus. – Chronostratigraphie und Neostratotypen **4,** Bratislava: VEDA 1974.
PAPP A., RÖGL F. & SENEŠ J.: Miozän M2 Ottnangien: Die Innviertler, Salgótarjáner, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. – Chronostratigraphie und Neostratotypen **3,** Bratislava: VEDA 1973.
PAPP A. & TURNOVSKY K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963. Teil II: Paläontologisch-biostratigraphische Ergebnisse. – Erdoel-Z. **80,** Wien 1964.
PASCHINGER H.: Steiermark. Steirisches Randgebirge, Grazer Bergland, Steirisches Riedelland. – Sammlung geograph. Führer **10,** Stuttgart: Borntraeger 1974.
PATTEISKY K.: Die südöstliche Geosynklinale des Karbons. – C. R. Congr. Strat. Carbonif. **4,** Maastricht 1971.
PATZELT G.: Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpengletschern. – Ber. Dt. Bot. Ges. **85,** Stuttgart 1972.
PATZELT G.: Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). – Z. Geomorph. N. F. Suppl. **16,** Berlin u. Stuttgart 1973.
PATZELT G.: Exkursionsführer Tirol. – Innsbr. Geogr. Studien **2,** Innsbruck 1975, a.
PATZELT G.: Unterinntal – Zillertal – Pinzgau – Kitzbühel. Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung. – Innsbr. Geogr. Studien **2,** Innsbruck 1975, b.
PAULITSCH P.: Das Kristallin zwischen Tassenbach und Obertilliach, Osttirol, und seine Metamorphose. – Verh. Geol. B.-A. **1960,** Wien 1960.
PEARSON D. A.: Problems of Rhaetian stratigraphy with special reference to the lower boundary of the stage. – Quart. Geol. Soc. London **126,** London 1970.
PELLIZZER R. & TOMADIN L.: Grauwacke e non tufi diabasici le rocce costituenti la giogaia dei Fleons – Creta Verde nella Catena Paleocarnica. – Atti Accad. Naz. Linc. anno **359,** ser. **8,** Rend. cl. sci. fis., mat. nat. **32,** Roma 1962.
PENCK A. & BRÜCKNER E.: Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bde. – Leipzig: Ch. Th. Tauchnitz 1901–1909.
PENECKE K. A.: Das Grazer Devon. – Jb. Geol. R.-A. **43** (1893), Wien 1894.
PESCHKE P.: Die Vegetationsentwicklung im Waldviertel Niederösterreichs. – Ber. Dt. Bot. Ges. **85,** Stuttgart 1972.
PESCHKE P.: Zur Vegetations- und Besiedlungsgeschichte des Waldviertels (Niederösterreich). – Mitt. Komm. f. Quartärforschung Österr. Akad. Wiss. **2,** Wien 1977.
PETER A. et al.: Naturstein in Handwerk, Bau und Wissenschaft. – Veröff. Naturhist. Mus. N. F. **8,** Wien 1973.
PETERS K.: Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. – Jb. Geol. R.-A. **6,** Wien 1855.
PETRASCHECK W.: Die Steinkohlenvorräte Österreichs. – Österreich. – Z. f. Berg- u. Hüttenw. **56,** Wien 1908.
PETRASCHECK W.: Die Kohlenlager und Kohlenbergbaue Österreich–Ungarns und ihre Aufteilung auf die Nationalstaaten. – Wien: Verl. f. Fachlit. 1920.
PETRASCHECK W.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. – 1. Teil: Wien 1922–24; 2. Teil: Katowice 1926–29.
PETRASCHECK W.: Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. – C. R. XIVe Congr. Géol. Int., Madrid 1926.
PETRASCHECK W.: Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. – Verh. Geol. B.-A. **1927,** Wien 1927.
PETRASCHECK W.: Österreich. – In: C. ENGLER & H. HÖFER: Das Erdöl, 2. Band, 2. Teil: Spezielle Geologie des Erdöls in Europa ausschließlich Rußland. – 2. Aufl. – Leipzig: S. Hirzel 1930.
PETRASCHECK W.: Österreichs Kohlenlager. – Z. Berg-, Hütten- u. Salinenw. **85,** Berlin 1937.
PETRASCHECK W.: Die Gosau der Neuen Welt bei Wr. Neustadt, ein Steinkohlenschurfgebiet der Ostmark. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **89,** Wien 1941.
PETRASCHECK W. E.: Der tektonische Bau des Hallein-Dürrnberger Salzberges. – Jb. Geol. B.-A. **90** (1945), Wien 1947.
PETRASCHECK W. E.: Der Gipsstock von Grubach bei Kuchl. – Verh. Geol. B.-A. **1947,** Wien 1949.
PETRASCHECK W. E.: Die alpin-mediterrane Metallogenese. – Geol. Rundschau **53,** Stuttgart 1963.
PETRASCHECK W. E.: Die neuen Auffassungen von der Entstehung der Erzlagerstätten. – Umschau in Wissenschaft und Technik **22,** Frankfurt 1966, a.
PETRASCHECK W. E.: Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. – Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl. Abt. **I 175,** Wien 1966, b.
PETRASCHECK W. E.: Die Herkunft der Erzmetalle. – In: Metallogenetische und geochemische Provinzen, Symposium Leoben. – Schriftenr. Erdwissenschaftl. Komm. Österr. Akad. Wiss. **2,** Wien – New York: Springer 1972.
PETRASCHECK E. W.: Orogene und kratogene Metallogenese. – Geol. Rundschau **62,** Stuttgart 1973.
PETRASCHECK W. E.: Uranerz in Österreich. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **120,** Wien 1975.
PETRASCHECK W. E.: Mineral Zoning and Plate Tectonics in the Alpine – Mediterranean Area. – Geol. Ass. Canada. Spec. Paper **14,** Waterloo, Ontario 1976.
PETRASCHECK W. E., ERKAN E. & SIEGL W.: Type of uranium deposits in the Austrian Alps. – Symp. Geology, mining and extractive processing of uranium, London: The Institute of Mining and Metallurgy, 1977.
PFLAUMANN U. & STEPHAN W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8237 Miesbach. – München: Bayer. Geol. L.-A. 1968.
PHADKE A. V.: Petrology and Structure of the Riebeckite Gneiss from the area near Gloggnitz in the Graywacke Zone of Austria. – Jb. Geol. B.-A. **110,** Wien 1967.
PIA J.: Über einen merkwürdigen Landpflanzenrest aus den

Nötscher Schichten. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. **I 133,** Wien 1924.

PIA J.: Geologische Untersuchungen in der Salmgruppe (Oberdonau). – Ann. Naturhist. Mus. Wien **53** (1942), Wien 1943.

PICHLER H.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. – Geol. Jb. Beih. **48,** Hannover 1963.

PIDGEON R., KÖPPEL V. & GRÜNENFELDER M.: Isotopic U-Pb Ages of Zircons from the Ceneri Zone, Southern Alps. – Schweiz. Mineral. Petr. Mitt. **48,** Zürich 1968.

PIFFL L.: Zur Gliederung des Tullner Feldes. – Ann. Naturhist. Mus. Wien **75,** Wien 1971.

PILGER A.: Die zeitlich-tektonische Entwicklung des Saualpenkristallins. – Claust. Geol. Abh., Sb. **1,** Clausthal-Zellerfeld 1975.

PILGER A. & SCHÖNENBERG R.: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **110** (1958), Hannover 1959.

PILGER A. & WEISSENBACH N.: Stand und Aussichten der Forschung über Stratigraphie, Tektonik und Metamorphose in der Saualpe in Kärnten. – Clausth. Geol. Abh. **5,** Clausthal–Zellerfeld 1970.

PILGER A. & WEISSENBACH N.: Die tektonische Entwicklung des Hochkristallins der Saualpe. – Clausth. Geol. Abh. Sdbd. **1,** Clausthal–Zellerfeld 1975.

PILLER W.: Fazies und Lithostratigraphie des gebankten Dachsteinkalkes (Obertrias) am Nordrand des Toten Gebirges (S Grünau/Almtal, Oberösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **23,** Wien 1976.

PIPPAN TH.: Studies on the Pleistocene lakes in the Salzburg Basin (Austria). – Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene **4,** Kyoto 1976.

PIRKL H.: Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). – Jb. Geol. B.-A. **104,** Wien 1961.

PIRKLBAUER S.: In situ-Kohlevergasung. Studie über den derzeitigen Stand der Technik in den Vereinigten Staaten von Amerika. – Wien: BM Wissenschaft und Forschung 1976.

PISTOTNIK J.: Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – Mitt. Geol. Ges. Wien **66/67** (1973/74), Wien 1975.

PISTOTNIK J.: Ein Transgressionskontakt des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen), Kärnten/Österreich). – Carinthia **II 86,** Klagenfurt 1976.

PISTOTNIK J.: Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Kristallin, Meso- und Paläozoikum auf Blatt 183, Radenthein (Gurktaler Alpen). – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.

PISTOTNIK U.: Zur Mikrofazies und Paläogeographie der Zlambachschichten etc. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **21** (1972), Innsbruck 1973.

PISTOTNIK U.: Fazies und Tektonik der Hallstätter Zone von Bad Ischl – Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). – Mitt. Geol. Ges. Wien **66–67** (1973–1974), Wien 1975.

PITTIONI R.: Vom Faustkeil zum Eisenschwert. – Horn: Ferdinand Berger 1964.

PLATEN H. & HÖLLER H.: Experimentelle Anatexis der Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 kb H_2O-Druck. – N. Jb. Min. Abh. **106,** Stuttgart 1966.

PLÖCHINGER B.: Fossile Bakterien in den Tennengebirgs-Manganschiefern? – Mikroskopie **7,** Wien 1952.

PLÖCHINGER B.: Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. – Jb.Geol. B.-A. **96,** Wien 1953, a.

PLÖCHINGER B.: Erläuterungen zur geologischen Neuaufnahme des Draukristallinabschnittes westlich von Villach. – In: Skizzen zum Antlitz der Erde – Wien: Hollinek 1953, b.

PLÖCHINGER B.: Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. – Jb. Geol. B.-A. **98,** Wien 1955.

PLÖCHINGER B.: Das Molasseprofil längs der Bregenzer Ach und des Wirtatobels. – Jb. Geol. B.-A. **101,** Wien 1958.

PLÖCHINGER B.: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A. **104,** Wien 1961.

PLÖCHINGER B.: Exkursion in den Grünbachgraben am Untersberg-Ostfuß. – Exk.-Führer Achtes Europ. Mikropal. Koll. Österreich = Verh. Geol. B.-A. **Sh. F,** 1963, a.

PLÖCHINGER B.: Zur tektonischen Gliederung des Kalkalpenabschnittes zwischen der Hohen Wand und der Rax. – Mitt. Geol. Ges. Wien **55** (1962), Wien 1963, b.

PLÖCHINGER B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jb. Geol. B.-A. **107,** Wien 1964, a.

PLÖCHINGER B.: Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde, zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf. – Mitt. Geol. Ges. Wien **56** (1963), Wien 1964, b.

PLÖCHINGER B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe Wandgebietes (Niederösterreich). M. 1:25.000. – Wien: Geol. B.-A. 1967.

PLÖCHINGER B.: Die Hallstätter Deckscholle östlich von Kuchl/Salzburg und ihre in das Aptien reichende Roßfeldschichten-Unterlage. – Verh. Geol. B.-A. **1968,** Wien 1968.

PLÖCHINGER B.: Erläuterungen zur Geologisch-Geotechnischen Karte 1:10.000 des Schwechat-Lindkogel-Gebietes W Baden (Niederösterreich). – Wien: Geol. B.-A. 1970.

PLÖCHINGER B.: Neue Aufschlüsse in den tektonischen Fenstern am Wolfgangsee. – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971.

PLÖCHINGER B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes. M. 1:25.000. – Wien: Geol. B.-A. 1973.

PLÖCHINGER B.: Aufnahmen 1973 im Draukristallin, Blatt Arnoldstein (200). – Verh. Geol. B.-A. **1974,** Wien 1974, a.

PLÖCHINGER B.: Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – Verh. Geol. B.-A. **1974,** Wien 1974, b.

PLÖCHINGER B.: Das Juraprofil an der Zwölferhorn-Westflanke (Nördliche Osterhorngruppe, Salzburg). – Verh. Geol. B.-A. **1975,** Wien 1975.

PLÖCHINGER B.: Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **151,** Stuttgart 1976.

PLÖCHINGER B.: Die Untersuchungsbohrung Gutrathsberg B I südlich St. Leonhard im Salzachtal (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.

PLÖCHINGER B.: Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme des Anningergebietes. – Jb. Geol. B.-A. **122,** Wien 1979, a.

PLÖCHINGER B.: Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A. **1979,** Wien 1979, b.

PLÖCHINGER B. & OBERHAUSER R.: Ein bemerkenswertes Profil mit rhätisch-liassischen Mergeln am Untersberg-Ostfuß (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A. **1956,** Wien 1956.

PLÖCHINGER B. & PREY S.: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume Windischgarsten – St. Gallen. – Jb. Geol. B.-A. **111,** Wien 1968.

PLÖCHINGER B. & PREY S.: Der Wienerwald. – Sammlung geol. Führer **59,** Berlin – Stuttgart: Borntraeger 1974.

PLÖCHINGER B. & WIESENEDER H.: Ein Biotitandesit-Tuffit im Reiflinger Kalk des Schwarzkogels bei St. Gallen im Ennstal, O.Ö. – Verh. Geol. B.-A. **1965,** Wien 1966.

PLOTENY P.: Zentralalpines Mesozoikum bei Neumarkt in Steiermark? – Der Karinthin **34/35,** Knappenberg 1957.

PODBRANY I.: Die Gosauschichten der Ostalpen. – Beitr. zur

Geschichte d. geol. Erforsch. Österr. **3.** – Wien 1951. Diss., Phil. Fak., Univ. Wien.

PÖLSLER P.: Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest–Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). – Carinthia **II 77,** Klagenfurt 1967.

PÖLSLER P.: Conodonten aus dem Devon der Karnischen Alpen (Findenigkofel, Österreich). – Jb. Geol. B.-A. **112,** Wien 1969, a.

PÖLSLER P.: Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A. **112,** Wien 1969, b.

POHL W.: Zur Geologie und Paläogeographie der Kohlenmulden des Hausruck (Oberösterreich). – Dissertationen der Universität Wien **17,** Wien: 1968.

POHL W.: Zur Geologie des Braunkohlenbeckens von Köflach–Voitsberg (Steiermark). – Berg- u. Hüttenm. Mh. **121,** Wien 1970, a.

POHL W.: Die Kohle des Köflach-Voitsberger Reviers. – Berg- u. Hüttenm. Mh. **115,** Wien 1970, b.

POKORNY G.: Die Actaeonellen der Gosauformation. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **I 168,** Wien 1959.

POLEGEG S.: Untersuchung und Bewertung von Quecksilbervorkommen in Kärnten. – Archiv Lagerstättenf. Ostalpen **12,** Leoben 1971.

POLESNY H.: Beitrag zur Geologie des Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Beckens. – Wien 1970, Diss., Phil. Fak., Univ. Wien.

POLESNY H. & WEBER F.: Die geologischen und geophysikalischen Grundlagen der Erschließung geothermaler Energie in der Steiermark. – Wien – Leoben 1975, unveröffentl. Bericht.

POLL K.: Die Diskussion des Deckenbaues in den Nördlichen Kalkalpen. – Zbl. Geol. Paläont. **I 1967,** Stuttgart 1967.

POLL K.: Zur Geologie der Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen). – Erlanger geol. Abh. **88,** Erlangen 1972.

POLLAK W.: Untersuchungen über Schichtfolge, Bau und tektonische Stellung des österreichischen Anteiles der Eisenberggruppe im Südlichen Burgenland. – Wien 1962, phil. Diss., Univ. Wien.

POSTL W.: Über einen Grossular aus der Koralpe. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk. **106,** Graz 1976, a.

POSTL W.: Petrologische Untersuchungen an gabbroiden und eklogitischen Gesteinen von der Koralpe – Fundpunkte Rosenkogel, Höller und Stingl, Steiermark. – Mitt. Abt. Min. Joann. H. **44,** Graz 1976, b.

PRECLIK K.: Zur Analyse des Moravischen Faltenwurfes im Thayatale. – Verh. Geol. B.-A. **1924,** Wien 1924.

PRECLIK K.: Das Nordende der Thayakuppel. – Sbornik SGU **6,** Prag 1926, a.

PRECLIK K.: Die moravische Phyllitzone im Thayatale. – Sbornik SGU **6,** Prag 1926, b.

PRECLIK K.: Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbung am Ostrand der Böhmischen Masse. – Geol. Rundschau **18,** Berlin 1927.

PREY S.: Zur Geologie der Nordwestabdachung des Leithagebirges zwischen Hof und Kaisersteinbruch. – Verh. Geol. B.-A. **1946,** Wien 1949.

PREY S.: Geologie der Flyschzone des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A. **94,** Wien 1950.

PREY S.: Helvetikum und Flysch. – In: Geologischer Führer zu den Exkursionen aus Anlaß der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt am 12. Juni 1951 = Verh. Geol. B.-A. Sh. **A,** Wien 1951.

PREY S.: Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. – Verh. Geol. B.-A. Sh. **C,** Wien 1952, a.

PREY S.: Der obersenone Muntigler Flysch als Äquivalent der Mürbsandsteinführenden Oberkreide. – Verh. Geol. B.-A. **1952,** Wien 1952, b.

PREY S.: Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (O.Ö.). – Jb. Geol. B.-A. **96,** Wien 1953, a.

PREY S.: Der Gschliefgraben in der Flyschzone bei Gmunden. – Mitt. Geol. Ges. **44,** Wien 1953, b.

PREY S.: Streiflichter zum Problem der „Scherlinge" in der Flyschzone. – Verh. Geol. B.-A. **1953,** Wien 1953, c.

PREY S.: Die Exkursion zwischen Vöcklabruck und Lambach. – In: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich = Verh. Geol. B.-A. Sh. **D,** Wien 1955.

PREY S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A. **100,** Wien 1957.

PREY S.: Tertiär im Nordteil der Alpen und im Alpenvorland Österreichs. – Z. Dt. Geol. Ges. **109** (1957), Hannover 1958.

PREY S.: Bericht 1959 über geologische Aufnahmen in den Karawanken bei Ferlach auf den Blättern 211 (Windisch Bleiberg) und 202 (Klagenfurt). – Verh. Geol. B.-A. **1960,** Wien 1960, a.

PREY S.: Gedanken über Flysch und Klippenzonen anläßlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. – Verh. Geol. B.-A. **1960,** Wien 1960, b.

PREY S.: Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich. – Z. Dt. Geol. Ges. **113,** Hannover 1962, a.

PREY S.: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwald-Flysches. – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962, b.

PREY S.: Der ehemalige Großfraganter Kupfer- und Schwefelkiesbergbau. – Mitt. Geol. Ges. Wien **54** (1961), Wien 1962, c.

PREY S.: Exkursionsführer zur Exkursion II/5, Wienerwald, Flysch, Kalkalpen, Gosau. – Mitt. Geol. Ges. Wien **57,** Wien 1964, a.

PREY S.: II. Teil, Flyschfenster von Windischgarsten und Teil IV, Helvetikum-Fenster des Heuberges in der Flyschzone bei Salzburg. – In: Exkursion III/2; Erdöl Oberösterreichs, Flyschfenster der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien **57,** Wien 1964, b.

PREY S.: Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluß an Exkursionen in den Westkarpaten. – Verh. Geol. B.-A. **1965,** Wien 1965, a.

PREY S.: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches (Fortsetzung). – Verh. Geol. B.-A. **1965,** Wien 1965, b.

PREY S.: The Flysch Zone near Vienna. – In: Guide to Exkursion 33 C, Neogene Basins and Sedimentary Units of the Eastern Alps near Vienna. – Internat. Geol. Congr. **XXIII,** Prague 1968, a.

PREY S.: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches (2. Fortsetzung). – Verh. Geol. B.-A. **1968,** Wien 1968, b.

PREY S.: Probleme im Flysch der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A. **111,** Wien 1968, c.

PREY S.: Über tektonische Bewegungen in der Flyschzone der Ostalpen. – Zavez geol. društ. SFRJ, Tekt. Kom. KBGA, Beograd 1971.

PREY S.: Mehrmalige Schweregleitungen als Denkmöglichkeit zur Auflösung der Strukturen im Bereich der Hauptklippenzone des Wienerwaldes. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **109** (1971), Wien 1972.

PREY S.: Der südöstlichste Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flözersteig 1. – Verh. Geol. B.-A. **1973,** Wien 1973.

PREY S.: Erläuterungen zum Geologischen Lehrpfad Windischgarsten (Steinschau). – Windischgarsten 1974.

PREY S.: Geologische Aufnahme, Blatt 211, Windisch Bleiberg. – Verh. Geol. B.-A. **1975,** Wien 1975, a.

PREY S.: Bemerkung zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetikum-Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **I 184,** Wien 1975, b.

PREY S.: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Öster-

reich). – Tectonic Problems of the Alpine System (MAHEL M., Hrsg.). – VEDA: Bratislava 1975, c.

PREY S.: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). – Verh. Geol. B.-A. **1975,** Wien 1975, d.

PREY S.: Bericht 1966 über Aufnahmen in den Südkarawanken im Gebiet des Loibltales auf Blatt 211, Windisch Bleiberg. – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977, a.

PREY S.: Flyscherscheinungen in den „flyschartigen Serien" des östlichen Tauernnordrandes. – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977, b.

PREY S.: Gelegenheitsbeobachtungen im Brennermesozoikum in der Umgebung von Trins (Gschnitztal, Tirol). – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977, c.

PREY S.: Der Serpentin von Kilb in der Flysch-Mittelkreide am Nordrande der Flyschzone (Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977, d.

PREY S.: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges. **69** (1976), Wien 1978.

PREY S. & KAHLER F.: Beiträge zu einem Karawankenprofil. – Mitt. Geol. Ges. Wien **50,** Wien 1958.

PREY S., RUTTNER A. & WOLETZ G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. – Verh. Geol. B.-A. **1959,** Wien 1959.

PRIEWALDER H.: Die Coccolithophoridenflora des Locus typicus von Pseudotextularia elegans (Rzehak), Reingruberhöhe, N.Ö. (Maastricht). – Jb. Geol. B.-A. **116,** Wien 1973.

PRIEWALDER H. & SCHUHMACHER R.: Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark, Österreich) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoa. – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976.

PROKOP F.: Geologie der Kalkalpen-Flyschgrenze um St. Veit/Gölsen, N. Ö. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien **3,** Wien 1951.

PURKERT R.: Geologie des Kulm bei Weiz. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **63,** Graz 1927.

PURTSCHELLER F.: Zur Gliederung der Metamorphose im Bereich des Ötztaler–Stubaier Altkristallins. – Joanneum Min. Mitteilungsbl. **1967,** Graz 1967, a.

PURTSCHELLER F.: Mineralzonen im Ötztaler-Stubaier Altkristallin. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **104,** Wien 1967, b.

PURTSCHELLER F.: Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler Stubaier Altkristallins. – Tscherm. Min. Petrograph. Mitt. **3. F. 13,** Wien 1969.

PURTSCHELLER F.: Ötztaler und Stubaier Alpen. – Sammlung geol. Führer **53,** Berlin–Stuttgart: Borntraeger 1971.

PURTSCHELLER F. & SASSI F.: Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 22,** Wien 1975.

RAHMAN A.: Die Gastropoden der Oberkreide (Ober-Cenoman) von Hölzelsau bei Niederndorf in Tirol. – Mitt. Bayer. Staatsammlung Paläont. etc. **7,** München 1967.

RAICHARDT W.: Die ostalpinen Naßfeldschichten, eine Brücke zwischen Mitteleuropa und Rußland. – C. R. II. Congr. Stratigr. Carbonif., Bd. II, Maestricht 1937.

RAMOVS A.: Geologische Forschungen (1959–1968) im Paläozoikum der Karawanken (Jugoslawischer Anteil). – Carinthia **II Sh. 27,** Klagenfurt 1969.

RAMOVS A.: Einige neue Feststellungen aus dem Altpaläozoikum und Unterkarbon der Südkarawanken. – Z. Dt. Geol. Ges. **122,** Hannover 1971, a.

RAMOVS A.: Karbonat-Sedimente im Unterkarbon-Flysch in den Südkarawanken (NW-Jugoslawien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **138,** Stuttgart 1971, b.

RAMOVS A.: Die Entwicklung des Unterkarbons im Alpenraum Sloweniens. – 7. Congr. Intern. Strat. Carbonif. **4,** Krefeld 1975.

RASCH R.: Über Ölschiefervorkommen in Kärnten. – Die Wasserwirtschaft **17,** Wien–München 1924.

RATHORE J. S. & HEINZ H.: Analyse der Bewegungen an der Umbiegung der „Periadriatischen Naht" (Insubrische Linie/Pusterer Linie) in der Umgebung von Mauls (Südtirol). – Geol. Rundschau **68,** Stuttgart 1979.

RAUMER J. F.: Variszikum in den Zentral- und Westalpen. – Nova Acta Leopoldina **N. F. 45,** No. **224,** Halle 1976.

Recent Geothermal Developments in Iceland. – Geothermics **2,** Pisa 1973.

REDLICH K. A.: Die Walchen bei Öblarn: Ein Kiesbergbau im Ennstal. – Berg- u. Hüttenm. Jb. **51,** Wien 1903.

REDLICH K. A.: Der Eisensteinbergbau der Umgebung von Payerbach–Reichenau (Niederösterreich). – Berg- u. Hüttenm. Jb. **8,** Wien 1907.

REDLICH K. A.: Über die wahre Natur der Blasseneckgneise am steirischen Erzberg. – Verh. Geol. R.-A. **1908,** Wien 1908.

REINHOLD P.: Beitrag zur Geochemie der ostalpinen Salzlagerstätten. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 10,** Wien 1965.

REITHOFER O.: Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I. – Jb. Geol. B.-A. **81,** Wien 1931.

REITHOFER O.: Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II. – Jb. Geol. B.-A. **85,** Wien 1935.

REITHOFER O.: Referierende Bemerkungen über neuere Arbeiten aus den Lechtaler Alpen. – Verh. Geol. B.-A. **1956,** Wien 1956.

REITHOFER O.: Zum Bau der Ruitelspitzen (Lechtaler Alpen). – Verh. Geol. B.-A. **1957,** Wien 1957.

REITHOFER O., SCHMIDEGG O. & OBERHAUSER R.: Exkursion III/1: Rätikon. – Mitt. Geol. Ges. Wien **57** (1964), Wien 1964.

REMY W.: Das höhere Stefan in den Karnischen Alpen und das Alter der Transgression der Auernig-Schichten. – Argumenta Palaeobotanica **3,** Münster 1969.

RENATUS L.: Geologische Spezialuntersuchungen am Südostende der Lechtaler Alpen zwischen Imst und dem Larsenntal etc. – München 1968. – Unveröff. Dipl.-Arb., Geol. Inst., Techn. Hochsch. München.

RESCH W.: Vorbericht über geologische Aufnahmen in der subalpinen Molasse zwischen Rheintal und Bregenzer Ach (Vorarlberg). – Verh. Geol. B.-A. **1963,** Wien 1963.

RESCH W.: Geologische Übersichtskarte [des Arlberggebietes] M. 1:50.000. [Beilage zu einem geol. Gutachten] – [Innsbruck] 1973.

RESCH W.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Molasse – Helvetikum bei Dornbirn. – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976, a.

RESCH W.: Bericht über den Stand der Untersuchungen von zwei Ophiolitvorkommen im östlichen Bregenzerwald. – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976, b.

RESCH W.: Bericht 1976 über Profilaufnahmen und mikropaläontologische Untersuchungen in Bregenz. – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.

RESCH W.: Zur Fazies-Abhängigkeit alpiner Trias-Foraminiferen. – Jb. Geol. B.-A. **122,** Wien 1979.

RÉTHLY A.: A Kárpátmedencék Földrengési (Die Erdbeben der Karpathen-Becken). – Budapest: Akademie-Verlag 1952.

REUM H.: Zur tektonischen Stellung des Falkensteinzuges am Nordrand der östlichen Allgäuer Alpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **113** (1961), Hannover 1962.

REYMENT R. A.: Neubeschreibung der Redtenbacherschen Ammonitenoriginale aus den Gosauschichten. – Stockholm Contrib. Geol. **2,** Stockholm 1958.

RICHARZ ST.: Der südliche Teil der Kleinen Karpaten und die Hainburger Berge. – Jb. Geol. R.-A. **57,** Wien 1908.

RICHARZ ST.: Die Umgebung von Aspang am Wechsel. – Jb. Geol. R.-A. **61,** Wien 1911.

RICHTER C. F.: Elementary Seismology. – San Francisco: Freeman 1958.

RICHTER D.: Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpin im Gebiet des Großen Walsertales (Vorarlberg). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **103,** Stuttgart 1956.

RICHTER D.: Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **105,** Stuttgart 1957.

RICHTER D.: Zum geologischen Bau der Berge östlich des oberen Osterachtales (Allgäu): Der synsedimentäre Ursprung einer tektonischen Decke. – Z. Dt. Geol. Ges. **109** (1957), Hannover 1958.

RICHTER D.: Geologie der Allgäuer Alpen südlich von Hindelang. – Geol. Jb. Beih. **48,** Hannover 1963.

RICHTER D. K. & ZINKERNAGEL U.: Petrographie des „Permoskyth" der Jaggl-Plawenn-Einheit (Südtirol) und Diskussion der Detritusherkunft mit Hilfe von Kathoden-Luminiszenz-Untersuchungen. – Geol. Rundschau **64,** Stuttgart 1975.

RICHTER M.: Der ostalpine Deckenbogen. – Jb. Geol. B.-A. **80,** Wien 1930, a.

RICHTER M.: Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. – N. Jb. Min. etc., Beil. Bd. **63,** Abt. **B,** Stuttgart 1930, b.

RICHTER M.: Molassefenster in der Flyschzone von Niederösterreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **92,** Stuttgart 1950.

RICHTER M.: Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen oberem Lech, Flexenpaß und Ill. – Geotekt. Sympos. H. Stille, Stuttgart 1956.

RICHTER M.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Westen und Osten. – Z. Dt. Geol. Ges. **108,** Hannover 1957.

RICHTER M.: Über den Bau der nördlichen Kalkalpen im Rhätikon. – Z. Dt. Geol. Ges. **110,** Hannover 1958.

RICHTER M.: Allgäuer Alpen. – Samml. geol. Führer **45,** Berlin: Borntraeger 1966.

RICHTER M.: Vorarlberger Alpen. – Sammlung Geologischer Führer **49,** Stuttgart: Borntraeger 1969.

RICHTER M. & MÜLLER-DEILE G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (ObB.) und der Enns (Oberdonau). – Z. Dt. Geol. Ges. **92,** Berlin 1940.

RICHTER M. & SCHÖNENBERG R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **105** (1953), Hannover 1955.

RICHTER W.: Petrologische Untersuchungen am Mauthausner Granit im österreichischen Moldanubikum. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 10,** Wien 1965.

RICHTER W.: Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. – Tsch. Min. Petr. Mitt. **3. F. 19,** Wien 1973.

RICHTER W. & WIESENEDER H.: Zusammensetzung und geologische Position der Serpentinvorkommen von Kilb und Gstadt (Niederösterreich). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **112** (1975), Wien 1976.

RIDING R.: Model of the Hercynian Foldbelt. – Earth & Planet. Sci. Lett. **24,** Amsterdam 1974.

RIEDEL J.: Der geologische Bau des Gebietes zwischen dem Ostrong und der Granitgrenze im niederösterreichischen Waldviertel. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **N. F. 40,** Leipzig 1930.

RIEDEL L.: Zur Stratigraphie der Oberkreide in Vorarlberg. – Z. Dt. Geol. Ges. **92,** Berlin 1940.

RIEDERER K. & ZAILLER V.: Nachweis der Moore in Niederösterreich, Oberösterreich, Steiermark, Kärnten, Tirol. – Z. f. Moorkultur und Torfverwertung **12,** Wien 1911.

RIEDMÜLLER G.: Zur Geologie des NW-Teiles der Buckligen Welt. – Wien 1967. – Diss., Univ. Wien.

RIEDMÜLLER G.: Genese und Charakteristik der Rauhwakken im Pittental (N.Ö.). – Geol. Rundschau **65,** Stuttgart 1976.

RIEHL-HERWIRSCH G.: Vorläufige Mitteilung über einen Fund von pflanzenführendem Oberkarbon im Bereich des Christophberges, Mittelkärnten. – Der Karinthin **45/46,** Knappenberg 1962.

RIEHL-HERWIRSCH G.: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien **14–15,** Wien 1965.

RIEHL-HERWIRSCH G.: Zur Stellung basischer und saurer Vulkanite im Altpaläozoikum, ausgehend von einer Untersuchung der Magdalensbergserie (Mittelkärnten). – Ref. Vorweg 122. Haupt.-Vers. Dt. Geol. Ges., Tübingen 1970.

RIEHL-HERWIRSCH G.: Bericht über Aufnahmen in den Südkarawanken (Paläozoikum, Untertrias) auf Blatt 211, Windisch Bleiberg. – Verh. Geol. B.-A. **1978,** Heft 1, Wien 1979.

RIEHL-HERWIRSCH G. & WASCHER W.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). – Verh. Geol. B.-A. **1972,** Wien 1972.

RISCH H.: Stratigraphie der höheren Unterkreide der bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien. – Palaeontographica **138,** Abt. A, Stuttgart 1971.

RITSEMA A. R.: The Earthquake Mechanisms of the Balkan Region. – UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region: UNDP Projekt REM/70/172, De Bilt 1974.

ROBITSCH J.: Das Radegunder Kristallin. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **77/78,** Graz 1949.

ROEDER D.: Die Alpen in plattentektonischer Sicht. – Z. Dt. Geol. Ges. **127,** Hannover 1976.

ROLSER J.: Über biostratigraphisch belegtes Silur und altpaläozoischen Vulkanismus in Trögern (Karawanken). – Der Karinthin **59,** Klagenfurt 1968.

ROLSER J. & TESSENSOHN F.: Alpidische Tektonik im Variszikum der Karawanken und ihre Beziehungen zum Periadriatischen Lineament. – Geol. Jb. **A 25,** Hannover 1974.

RONNER F.: Die Nutzung geothermaler Energie. – Verh. Geol. B.-A. **1974,** Wien, 1974.

RONNER F. & ZÖTL J.: Beispiele der Nutzung geothermaler Wässer in Ungarn und in der Slowakei (Vorläufiger Bericht über eine Studienreise im August 1974). – 2. unveränd. Aufl. – Schriftenr. Forschungszentrum Graz, Graz 1974, b.

ROSENBERG G.: Zur Kenntnis der Kreidebildungen des Allgäu-Ternberg-Frankenfelser Deckensystem. – In: Skizzen zum Antlitz der Erde – Kober Festschrift (KÜPPER H. et al., Hrsg.). – Wien: Hollinek 1953, a.

ROSENBERG G.: Das Profil des Rahnbauernkogels bei Großreifling. – Verh. Geol. B.-A. **1953,** Wien 1953, b.

ROSENBERG G.: Einige Beobachtungen im Nordteil der Weyerer Struktur (Nördliche Kalkalpen und Klippenzone). – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **I, 164,** Wien 1955, a.

ROSENBERG G.: Zur Deckengliederung in den östlichen Weyerer Bögen. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **I, 164,** Wien 1955, b.

ROSENBERG G.: Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A. **102,** Wien 1959.

ROSENBERG G.: Die Bucht der Langenberge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz. – Jb. Geol. B.-A. **104,** Wien 1961.

ROSENBERG G.: Der Kalkalpine Wienerwald um Kaltenleutgeben (N.-Ö. und Wien). – Jb. Geol. B.-A. **108,** Wien 1965.

ROSENBERG G.: Geleitworte zu den Tabellen des Nord- und Südalpinen Jura der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A. **109,** Wien 1966.

ROSENBERG G.: Der westliche Höllensteinzug am Mödlingbach (N.-Ö.). – Jb. Geol. B.-A. **110,** Wien 1967.

ROSENBERG G.: Die Kalkalpenfront Mödlingtal-Dornbach (NÖ.). – Jb. Geol. B.-A. **113,** Wien 1970.

ROSENBERG G. & ZIRKL E.: Ein Diabas-Vorkommen (Eruptivbreccie) in der Frankenfelser Decke von Kaltenleutgeben (N.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A. **1963,** Wien 1963.

ROSS R. J., NAESER C. W. et al.: Fission-track dating of Lower Paleozoic Bentonites in British stratotypes. – 3rd Intern. Symp. Ordov. System, Program and Abstracts, Columbus: The Ohio State University, 1977.

ROSSNER R.: Die Geologie des nordwestlichen St. Martiner Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Ober-Ostalpin). – Erlanger geol. Abh. **89,** Erlangen 1972.

ROSSNER R.: Neue Vorstellungen und Probleme über den Bau der Radstädter Tauern (Salzburg, Österreich). – Zentralbl. Geol. Pal. **1973,** Teil I, Stuttgart 1974.

ROSSNER R.: Struktur und Position der Quarzphyllitdecke im Rahmen des Unterostalpins der Radstädter Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **151,** Stuttgart 1976.

RUTTE E.: Neue Befunde zu Astroblemen und Alemoniten in der Schweifregion des Rieskometen. – Oberrhein. geol. Abh. **23,** Karlsruhe 1974.

RUTTE E.: Bemerkungen zur Formation Quartär. – Ber. Naturf. Ges. Freiburg **67,** Freiburg 1977.

RUTTNER A.: Bericht für 1938 über geologische Aufnahmsarbeiten auf Blatt Gaming-Mariazell (4854) sowie über geologische Untersuchungen auf Blatt St. Pölten (4755) und Blatt Schneeberg–St. Agyd (4855). – Verh. Zwg. St. Wien Reichstelle Bodenforsch. **1939,** Wien 1939.

RUTTNER A.: Bericht über kohlengeologische Arbeiten im Gebiet von Gresten (Blatt Gaming–Mariazell). – Verh. Geol. B.-A. **1948,** Wien 1948.

RUTTNER A.: Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales (N.-Ö. Kalkalpen). – Jb. Geol. B.-A. **93** (1948), Wien 1949.

RUTTNER A.: Über kohlengeologische Arbeiten und geologische Aufnahmen auf Blatt Gaming–Mariazell (4854), Bericht 1950. – Verh. Geol. B.-A. **1950–51,** Wien 1951, a.

RUTTNER A.: Bericht (1949) über lagerstättenkundliche Arbeiten. – Verh. Geol. B.-A. **1950–51,** Wien 1951, b.

RUTTNER A.: Aufnahmen auf Blatt Gaming–Mariazell (4854) und verschiedene Lagerstättenkundliche Arbeiten (Bericht 1951). – Verh. Geol. B.-A. **1952,** Wien 1952, a.

RUTTNER A.: Zur Geologie niederösterreichischer und burgenländischer Kohlenvorkommen. – Verh. Geol. B.-A., Sh. **C,** Wien 1952, b.

RUTTNER A.: Aufnahmen und lagerstättenkundliche Arbeiten auf den Blättern Gaming–Mariazell (4854), St. Pölten (4755), Admont–Hieflau (4953) und Weyer (4853). – Verh. Geol. B.-A. **1953,** Wien 1953.

RUTTNER A.: Aufnahmen auf Blatt Ybbsitz (71) und Mariazell (72), sowie lagerstättenkundliche Arbeiten auf diesen Blättern und auf Blatt Reichraming. – Verh. Geol. B.-A. **1954,** Wien 1954.

RUTTNER A.: Bericht 1956 über geologische Arbeiten im Gebiet Unterlaussa (69 und 99) und St. Anton an der Jeßnitz (72) sowie über kohlengeologische Arbeiten im Bereich der Lunzer Schichten. – Verh. Geol. B.-A. **1957,** Wien 1957.

RUTTNER A.: Das Flyschfenster von Brettl am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1960,** Wien 1960.

RUTTNER A.: Das Fenster von Urmannsau und seine tektonische Stellung. – Verh. Geol. B.-A. **1963,** Wien 1963.

RUTTNER A.: Die Bauxitvorkommen der Oberkreide in den Ostalpen. – Ann. Inst. Geol. Hung. **54,** Budapest 1970.

RUTTNER A. & SCHNABEL W.: Berichte 1974 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 71, Ybbsitz und 72, Mariazell. – Verh. Geol. B.-A. **1975,** Wien 1975.

RUTTNER A. & WOLETZ G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. – Mitt. Geol. Ges. Wien **48** (1955), Wien 1957.

RYBACH L.: Geothermik. Allgemeine und angewandte Aspekte. – Antrittsvorlesung an der ETH Zürich. – Neue Zürcher Zeitung, 2. April 1975.

SABATA J.: Die Dachstein-Südwestseite von der Zwieselalm bis zum Rettenstein. – Wien 1949. – Diss., Phil. Fak., Univ. Wien.

SÄRCHINGER H.: Geologie des Benediktenwandgebietes zwischen Glaswandscharte und Isar. – N. Jb. Min. etc., Abt. **B,** Beil.-Bd. **81,** Stuttgart 1939.

SAKAGUCHY Y.: Über die geomorphologische Entwicklung der Ostalpen. – Z. Geomorph. Suppl. **18,** Berlin–Stuttgart 1973.

SANDER B.: Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. – Verh. Geol. R.-A. **1914,** Wien 1914.

SANDER B.: II. Bericht über Untersuchungen am Westende der Hohen Tauern. – Jb. Geol. St.-A. **70,** Wien 1920.

SANDER B.: Über bituminöse Mergel. – Jb. Geol. St.-A. **71,** Wien 1921.

SANDER B.: Über bituminöse und kohlige Gesteine. – Mitt. Geol. Ges. Wien **15,** Wien 1922.

SANDER B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte Meran – Brixen. – Schlern Schriften **16.** , Innsbruck 1929.

SANDER B.: Gefügekunde der Gesteine. – Wien: J. Springer 1930.

SANDER B.: Zum Gesteinscharakter der Hornsteinbreccie des Sonnwendjochgebirges. – Ber. Reichstelle Bodenforsch. Zwgst. Wien **1941,** Wien 1941.

SARNTHEIN M.: Beiträge zur Tektonik der Berge zwischen Memminger und Württemberger Hütte (Lechtaler Alpen). – Jb. Geol. B.-A. **105,** Wien 1962.

SARNTHEIN M.: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – Verh. Geol. B.-A. **1965,** Wien 1965.

SARNTHEIN M.: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. – Geol. Rundschau **56,** Stuttgart 1967.

SARNTHEIN M.: Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. – Nature **272,** Nr. 5648, London 1978.

SASSI F.: The petrological and geological significance of the b-values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks: An application to the Eastern Alps. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 18,** Wien 1972.

SASSI F. & ZANFERRARI A.: Osservazioni sulla granodiorite affiorante lungo la linea della Gail presso Hollbruck (Tirolo Orientale, Austria). – Studi Trent. Sci. Nat., N. S., sez. **A., 48,** Trento 1971.

SASSI F. & ZANFERRARI A.: Sulla presenza di una massa tonalithica lungo la linea della Gail fra Obertilliach e Liesing (Austria). – Boll. Soc. geol. ital. **92,** Roma 1973.

SASSI F., ZANFERRARI A. et al.: The Austrides to the South of the Tauern Window and the Periadriatic Lineament between Mules and Mauthen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1974,** Stuttgart 1974.

SATIR M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova **30,** Padova 1975.

SATIR M.: Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien des südlichen Ötztalkristallins und der westlichen Hohen Tauern. – Geol. Rundschau **65,** Stuttgart 1976.

SAX H. G.: Geologische Untersuchungen zwischen Bregenzer Ach und Hohem Freschen. – Zürich 1925, Diss.

SCHAAD H. W.: Geologische Untersuchungen in der südlichen Vorarlberger Kreide-Flyschzone zwischen Feldkirch und Hochfreschen. – Pfäffikon 1925, Diss., Univ. Zürich.

SCHAAD H. W.: Geologische Untersuchungen der jurassischen Kanisfluh-Mittagsfluhgruppe im Bregenzerwald. – Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. **71,** Zürich 1926.

SCHADLER J.: Phosporitvorkommen in Vorarlberg. – Verh. Geol. B.-A. **1925,** Wien 1925.

SCHADLER J.: Ein neues Phosphoritvorkommen (Plesching bei Linz, Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A. **1932,** Wien 1932.

SCHADLER J.: Weitere Phosphoritfunde in Oberösterreich. – Verh. Geol. B.-A. **1934,** Wien 1934.
SCHADLER J.: Berichte über Aufnahmen auf Blatt Linz-Eferding (4652) in den Jahren 1935 bis 1938. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1936–1939.
SCHADLER J.: Das Phosphoritvorkommen Plesching bei Linz a. d. Donau. – Verh. Geol. B.-A. **1945,** Wien 1947.
SCHADLER J.: Die Ergebnisse der geologischen Neukartierung im Gebiete des Ischler- und Ausseer Salzberges. – Berg- und Hüttenmänn. Mh. **94,** Wien 1949.
SCHÄFFER G.: Die Hallstätter Triasentwicklung um den Plassen (OÖ). – Wien 1971. – Diss., Phil. Fak., Univ. Wien.
SCHÄFFER G.: Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt 96 (Bad Ischl). – Verh. Geol. B.-A. **1972,** Wien 1972.
SCHÄFFER G. et al.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 96, Bad Ischl, Salzkammergut (26.–30. 5. 1976). – Wien: Geol. B.-A. 1976.
Schätze aus Österreichs Boden. – = Treasures in Austrian Soil = Les Richesses du Sous-sol Autrichien. – Notring-Jb. **1966,** Wien 1966.
SCHAFFER F. X. (Hrsg.): Geologie von Österreich. – 2. Aufl. – Wien: Deuticke 1951.
SCHAFFER F. X. & GRILL R.: Die Molassezone. – In: Geologie von Österreich (SCHAFFER F. X., Hrsg.). – 2. Aufl. – Wien: Deuticke 1951.
SCHARBERT H. G.: Die Granulite der südlichen Böhmischen Masse. – Geol. Rundschau **52,** Stuttgart 1962.
SCHARBERT H. G.: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums. – I. Teil: N. Jb. Min. Abh. **100,** II. Teil: N. Jb. Min. Abh. **101,** III. Teil: N. Jb. Min. Abh. **101,** Stuttgart 1963–1964.
SCHARBERT H. G.: Bemerkungen zur Granulit-Literatur im südlichen niederösterreichischen Moldanubikum. – N. Jb. Min. Mh. **1964,** Stuttgart 1964.
SCHARBERT H. G.: Andraditführende Einschaltungen im Marmor von Hartenstein (Kl. Kremstal, NÖ). – N. Jb. Min. Mh. **1966,** Stuttgart 1966.
SCHARBERT H. G.: Beobachtungen am Granulitkörper von St. Leonhard am Horner Wald (Niederösterreichisches Waldviertel). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **104,** Wien 1967.
SCHARBERT H. G.: Cyanit und Sillimanit in moldanubischen Granuliten. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 16,** Wien 1971.
SCHARBERT H. G.: Pyrope-rich garnets from Moldanubian garnet pyroxenites, Bohemian Massif, Lower Austria, Austria. – N. Jb. Min. Mh. **1973,** Stuttgart 1973.
SCHARBERT H. & KURAT G.: Distribution of some Elements between coexisting Ferromagnesian Minerals in Moldanubian Granulite Facies Rocks, Lower Austria, Austria. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 21,** Wien 1974.
SCHARBERT S.: Mineralbestand und Genesis des Eisgarner Granits im niederösterreichischen Waldviertel. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 11,** Wien 1966.
SCHARBERT S.: Bericht über Aufnahmen auf Blatt Großsieghartes (7) in den Jahren 1969 und 1970. – Verh. Geol. B.-A. **1970** u. **1971,** Wien 1970 und 1971.
SCHARBERT S.: Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). – Verh. Geol. B.-A. **1975,** Wien 1975.
SCHAUBERGER O.: Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **94,** Wien 1949.
SCHAUBERGER O.: Zur Genese des alpinen Haselgebirges. – Z. Dt. Geol. Ges. **105** (1953), Hannover 1955.
SCHAUBERGER O.: Über die Gliederung und Entstehung des alpinen Haselgebirges. – Mitt. Natw. Arb.-Gem. Salzburg **7,** Salzburg 1956.
SCHEIBER H.: Geologie der Jauernik-Gruppe (Karawanken, Kärnten). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **17,** Wien 1967.
SCHEINER H.: Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitzen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien **11,** Wien 1960.
SCHENK V.: Die Faziesentwicklung der Reichenhaller Schichten und die Tektonik im Süden des Achensees, Tirol. – Geol. Rundschau **56,** Stuttgart 1967.
SCHENK V.: Zur Regressionsfazies (Biofazies und Ökologie) der Mittleren Gosau (O. Kreide) von Brandenberg, Tirol. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1972,** Stuttgart 1972.
SCHERIAU-NIEDERMAYR E.: Mitterberg-Schekelnock, Beispiel einer störungsgebundenen Blei-Zink-Vererzung im Drauzug. – Mitt. Geol. Ges. Wien **66/67** (1974/75), Wien 1975.
SCHERIAU-NIEDERMAYR E.: Das periadriatische Lineament – Gedanken zur Seitenverschiebung. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **122,** Wien 1977.
SCHERIAU-NIEDERMAYR E. & NIEDERMAYR G.: Vorläufiger Bericht über die, durch neue Pflanzenfunde belegte, postvariszische Transgressions-Serie aus dem Raum Kötschach in den Gailtaler Alpen, Kärnten. – Ann. Naturhist. Mus. Wien **77,** Wien 1973.
SCHERMANN O.: Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmischen Masse. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **16** (1965), Wien 1966.
SCHERMANN O.: Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Melk und Wieselburg. – Wien 1967. – Phil. Diss., Univ. Wien.
SCHERMANN O.: Bericht über die untertägige Uranprospektion im Bergbau Mitterberg. – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971.
SCHIDLOWSKI M.: Die geologischen Verhältnisse am Klesenza-Fenster in den Vorarlberger Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1960,** Stuttgart 1960.
SCHIDLOWSKI M.: Zur Revision des ostalpinen Deckenbaues im Allgäu-Vorarlberger Grenzraum. – Z. Dt. Geol. Ges. **113,** Hannover 1961.
SCHIDLOWSKI M.: Über das westliche Ende der Allgäuer Hauptmulde im Hinteren Bregenzerwald (Vorarlberger Kalkalpen). – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962.
SCHIDLOWSKI M.: Zur Frage jungkimmerischer Bewegungen in den Nördlichen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1967,** Stuttgart 1967.
SCHIEMENZ S.: Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. – Geol. Jb. Beih. **38,** Hannover 1960.
SCHIPPEK F.: Die Erdgasvorkommen in Österreich. – Erdoel-Z., Kongreßausgabe Juni 1963, Wien – Hamburg 1963.
SCHLAGER M.: Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. – Verh. Geol. B.-A. **1930,** Wien 1930.
SCHLAGER M.: Geologische Studien im Tauglboden. – Mitt. Naturw. Arbeitsgem. Haus Natur Salzburg **7,** Salzburg 1956.
SCHLAGER M.: Bilder von Sedimentations- und Bewegungsvorgängen im Jura des Tauglgebietes. – Mitt. Nat. Arb.-Gem. Haus Natur Salzburg **11,** Salzburg 1960.
SCHLAGER M. & W.: Über die Sedimentationsbedingungen der jurassischen Tauglbodenschichten (Osterhorngruppe, Salzburg). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **I, 106** (1969), Wien 1970.
SCHLAGER W.: Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien **13** (1962), Wien 1963.
SCHLAGER W.: Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse. I. Zlambachschichten beim Hinteren Gosausee (Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A. **1966,** Wien 1966.
SCHLAGER W.: Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **17** (1966), Wien 1967, a.
SCHLAGER W.: Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1967,** Wien 1967, b.
SCHLAGER W.: Das Zusammenwirken von Sedimentation

und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. – Geol. Rundschau **59,** Stuttgart 1969.

SCHLAGER W. & M.: Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps.). – Sedimentology **20,** Amsterdam 1973.

SCHLAGER W. & SCHÖLLNBERGER W.: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien **66–67** (1973–1974), Wien 1975.

SCHLEGEL W.: Alte Abtragungssysteme und Quartärterrassen im östlichen Weinviertel. – Geogr. Jb. aus Österreich **28,** Wien 1961.

SCHMID M. E.: Bericht über Untersuchungen im Tertiär des Lavanttales (Mühldorfer Schichten, Blatt 205 – St. Paul im Lavanttal). – Verh. Geol. B.-A. **1974,** Wien 1974.

SCHMID S.: Geologie des Umbrailgebietes. – Eclogae Geol. Helv. **66,** Basel 1973.

SCHMIDEGG O.: Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. – Jb. Geol. B.-A. **86,** Wien 1936.

SCHMIDEGG O.: Aufnahmsberichte über Blatt Radstadt (5051). – Verh. Geol. B.-A., Wien 1936–1938.

SCHMIDEGG O.: Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Vilgrater Berge. – Jb. Geol. B.-A. **87,** Wien 1937.

SCHMIDEGG O.: Bericht über die geologische Aufnahme des Bergbaugebietes von Pitten. – Verh. R.-St. Bodenf. **1939,** Wien 1939.

SCHMIDEGG O.: Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitflöz am Nößlachjoch (Brenner Gebiet). – Veröff. Mus. Ferdinandeum **26,** Innsbruck 1949.

SCHMIDEGG O.: Die Erzlagerstätten des Schwazer Bergbaugebietes, besonders des Falkenstein. – Schlernschr. **85,** Innsbruck 1951, a.

SCHMIDEGG O.: Patscher Kofel bei Innsbruck. – Verh. Geol. B.-A. Sh. **A,** Wien 1951, b.

SCHMIDEGG O.: Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendels. – Verh. Geol. B.-A. Sh. **C.,** Wien 1952.

SCHMIDEGG O.: Die Silltalstörung und das Tonvorkommen bei der Stefansbrücke (südlich Innsbruck). – Verh. Geol. B.-A. **1953,** Wien 1953.

SCHMIDEGG O.: Achsen- und Flächengefüge beiderseits des Silltalbruches zwischen Innsbruck und Matrei. – Tscherm. Min. und Petrograph. Mitt. **3. F. 4,** Wien 1954.

SCHMIDEGG O.: Zum tektonischen Gefüge des Rätikons I (oberes Rellstal und oberes Brandnertal). – Jb. Geol. B.-A. **98,** Wien 1955.

SCHMIDEGG O.: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums. – Mitt. Geol. Ges. Wien **48** (1955), Wien 1956.

SCHMIDEGG O.: Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). – Jb. Geol. B.-A. **102,** Wien 1959.

SCHMIDEGG O.: Geologische Übersicht der Venediger Gruppe. – Verh. Geol. B.-A. **1961,** Wien 1961.

SCHMIDEGG O.: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964.

SCHMIDT H.: Geologie der Königswandgruppe in den westlichen Karnischen Alpen. – Jb. Geol. B.-A. **80,** Wien 1930.

SCHMIDT K.: Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubaier Alpen. – Verh. Geol. B.-A. Sdh **A,** Wien 1965.

SCHMIDT K.: Das „kaledonische Ereignis" in Mittel- und Südwesteuropa. – Nova Acta Leopoldina **N.F. 45,** No. **224,** Halle 1976.

SCHMIDT K.: „Subfluenz" und Subduktion in den Alpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **127,** Hannover 1976.

SCHMIDT K., JÄGER E. et al.: Rb/Sr und U/Pb Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. – Eclogae Geo. Helv. **60,** Basel 1967.

SCHMIDT W. J.: Grauwackenzone und Tauernfenster. – Jb. Geol. St.-A. **71,** Wien 1921.

SCHMIDT W. J.: Überblick über geologische Arbeiten in Österreich. – Z. Dt. Geol. Ges. **102,** Berlin 1950.

SCHMIDT W. J.: Die Schieferinseln am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien **47** (1954), Wien 1956.

SCHMIDT-THOMÉ P.: Geologische Exkursionen in die Ammergauer und Allgäuer Alpen. – Geologica Bavarica **6,** München 1951.

SCHMIDT-THOMÉ P.: Klufttektonik und Grobstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Rundschau **42,** Stuttgart 1954.

SCHMIDT-THOMÉ P.: Der Alpenraum. – In: Erläuterungen zur Geol. Kt. von Bayern 1:500.000. – 2. Aufl. – München: Bayer. Geol. L.-A. 1964.

SCHNABEL W.: Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien **19,** Wien 1970.

SCHNABEL W.: Bericht 1971 über geologische Arbeiten auf Blatt Ybbsitz (71). – Verh. Geol. B.-A. **1972,** Wien 1972.

SCHNABEL W.: Schwermineraluntersuchungen im Variszikum der Karnischen Alpen (Österreich und Italien). – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976.

SCHNABEL W.: Bericht 1976 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen und der Klippenzone auf Blatt 71, Ybbsitz (westliche niederösterreichische Voralpen). – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.

SCHNABEL W. (Red.): Blatt 71 Ybbsitz der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt **1979,** Wien 1979.

SCHNABEL W. & DRAXLER I.: Sedimentologische, palynologische und Nannofossil-Untersuchungen in der Inneralpinen Molasse des Unterinntales unter besonderer Berücksichtigung von Umlagerungsfaktoren. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **151,** Stuttgart 1976.

SCHNEIDER H.-J.: Der Bau des Arnspitzstockes und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. – Geologica Bavarica **17,** München 1953.

SCHNEIDER H.-J.: Der Bau des Wetterstein und Mieminger Gebirges im Lichte von 100 Jahren geologischer Forschungsgeschichte. – Jb. Österr. Alpenverein. **87,** Innsbruck 1962.

SCHNEIDER H.-J.: Facies Differentiation and Controlling Factors for the depositional Lead-zinc Concentration in the Ladinian Geosyncline of the Eastern Alps. – Developments in Sedimentology **2,** Amsterdam 1964.

SCHNEIDER H.-J., MÖLLER P. & PAREKH P. P.: Rare earth elements distribution in fluorites and carbonates sediments of the East-Alpine Mid-Triassic Sequences in the Nördliche Kalkalpen. – Mineralium Deposita **10,** Berlin 1975.

SCHNEIDERHÖHN H.: Genetische Lagerstättengliederungen auf geotektonischer Grundlage. – N. Jb. Min. Mh. **1952,** Stuttgart 1952.

SCHÖLL W. U. & WENDT J.: Obertriadische und jurassische Spaltenfüllungen im Steinernen Meer (Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **139,** Stuttgart 1971.

SCHÖLLNBERGER W.: Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **22** (1973), Wien 1974.

SCHÖNENBERG R.: Das variszische Orogen im Raume der Südost-Alpen. – Geotekt. Forsch. **35,** Stuttgart 1970.

SCHÖNLAUB H. P.: Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A. **112,** Wien 1969, a.

SCHÖNLAUB H. P.: Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.-A. **112,** Wien 1969, b.

SCHÖNLAUB H. P.: Die Entwicklung des Altpaläozoikums in den Karnischen Alpen. – Nachr. Dt. Geol. Ges. **2,** Hannover 1970, a.

SCHÖNLAUB H. P.: Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der silurischen Karbonatfazies der Zentralen Karni-

schen Alpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A. **1970,** Wien 1970, b.

SCHÖNLAUB H. P.: Die Althofener Gruppe – eine neue stratigraphische Einheit im Devon Mittelkärntens (Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1971,** Stuttgart 1971, a.

SCHÖNLAUB H. P.: Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **122,** Hannover 1971, b.

SCHÖNLAUB H. P.: Zur Problematik der Conodonten-Chronologie an der Wende Ordoviz/Silur mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Llandovery. – Geologica et Palaeontologica **5,** Marburg 1971, c.

SCHÖNLAUB H. P.: Stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Westkarawanken. – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971, d.

SCHÖNLAUB H. P.: Stratigraphische und lithologische Untersuchungen im Devon und Unterkarbon der Karawanken (Jugoslawischer Anteil). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1971,** Stuttgart 1971, e.

SCHÖNLAUB H. P.: Palaeo-Environmental Studies at the Ordovician/Silurian Boundary in the Carnic Alps. – Mem. B.R.G.M. **73,** Paris 1971, f.

SCHÖNLAUB H. P.: Conodontenstratigraphische Arbeiten im Altpaläozoikum. – Verh. Geol. B.-A. **1973,** Wien 1973, a.

SCHÖNLAUB H. P.: Haltepunkt 38, 39. – In: Arbeitstagung österreichischer Geologen **1973,** Wien. Geol. B.-A. 1973, b.

SCHÖNLAUB H. P.: Zur Kenntnis des Nord-Süd-Profiles im Nötschgraben westlich Villach. – Verh. Geol. B.-A. **1973,** Wien 1973, c.

SCHÖNLAUB H. P.: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. – Jb. Geol. B.-A. **116,** Wien 1973, d.

SCHÖNLAUB H. P.: Zum Alter der Radstädter Quarzphyllite (Unterostalpin, Salzburg). – Ann. Naturhist. Mus. Wien **79,** Wien 1975, a.

SCHÖNLAUB H. P.: Conodonten aus dem Llandovery der Westkarawanken (Österreich). – Verh. Geol. B.-A. **1975,** Wien 1975, b.

SCHÖNLAUB H. P.: Bericht 1976 über die Kartierung des Altpaläozoikums auf Blatt 197, Kötschach. – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977, a.

SCHÖNLAUB H. P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen und im Palten-Liesingtal. – In: Exkurs. Führer Nördl. Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen). – Wien: Geol. B.-A. 1977, b.

SCHÖNLAUB H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. Mit einem geochronologischen Beitrag von S. SCHARBERT. – Abh. Geol. B.-A. **33,** Wien 1979.

SCHÖNLAUB H. P. & DAURER A.: Ein auffallender Geröllhorizont an der Basis des Silurs im Nölblinggraben (Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977, a.

SCHÖNLAUB H. P. & DAURER A.: Review of pre-Variscan events in the Eastern Alps. – In: Geodynamics and Geotraverses around the Alps (BÖGEL H., Hrsg.), Abstracts, Salzburg–München 1977, b.

SCHÖNLAUB H. P., EXNER CH. & NOWOTNY A.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976.

SCHÖNLAUB H. P. & FLAJS G.: Geologische Aufnahme Blatt 101, Eisenerz. – Verh. Geol. B.-A. **1975,** Wien 1975, a.

SCHÖNLAUB H. P. & FLAJS G.: Die Schichtfolge der Nordwand der Hohen Warte (Mt. Coglians) in den Karnischen Alpen (Österreich). – Carinthia **II 85,** Klagenfurt 1975, b.

SCHÖNLAUB H. P., FLAJS G. & SCHARBERT S.: Zur Frage der Herkunft der Nördlichen Grauwackenzone (Ein Diskussionsbeitrag). – In: Exkursionsführer Nördliche Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen). – Wien: Geol. B.-A. 1977.

SCHÖNLAUB H. P., FRISCH W. et al.: Neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmarmor (Tauernfenster, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1974,** Stuttgart 1975.

SCHÖNLAUB H. P. & ZEZULA G.: Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau, Salzburg). – Verh. Geol. B.-A. **1975,** Wien 1975.

SCHORN J.: Die Erdbeben von Tirol und Vorarlberg. – Ferd.-Zeitschr., **III.** Folge, **46.** Heft, Innsbruck 1902.

SCHOTTLER W.: Die Geologie der westlichen Sachranger Berge in den Chiemgauer Alpen (Hochriß – Laubenstein – Spitzsteingebiet). – N. Jb. Min. etc. Beil.-Bd. Abt. **B 72,** Stuttgart 1934.

SCHOUPPÈ A.: Geognostische Bemerkungen über den Erzberg bei Eisenerz. – Jb. Geol. R.-A. **5,** Wien 1854.

SCHRAMM J. M.: Magnesitkomponenten in der Basalbrekzie (? Unter-Rotliegend) östlich Saalfelden (Salzburg). – Veröff. Univ. Innsbruck **86,** Innsbruck 1973.

SCHRAMM J. M.: Vorbericht über Untersuchungen zur Metamorphose im Raume Bischofshofen – Dienten – Saalfelden, Salzburg. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **111** (1974), Wien 1975.

SCHRAMM J. M.: Über die Verbreitung epi- und anchimetamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) – ein Zwischenbericht. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **7,** H. 2, Innsbruck 1977.

SCHREIBER H.: Die Moore Vorarlbergs und Liechtensteins in naturwissenschaftlicher und technischer Beleuchtung. – Staab: Deutschösterreichischer Moorverein 1910.

SCHREIBER H.: Die Moore Salzburgs in naturwissenschaftlicher, landwirtschaftlicher und technischer Beziehung. – Staab: Deutschösterreichischer Moorverein 1913.

SCHREINER A.: Zur Frage der tektonischen oder glazigen-fluviatilen Entstehung des Bodensees. – Jber. u. Mitt. Oberh. Geol. Ver. N. F. **57,** Stuttgart 1975.

SCHREYER W.: Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen Bayerischen Waldes. – Geol. Rundschau **46,** Stuttgart 1975.

SCHRIEL W.: Der tektonische Rahmen der Bleiberger Erzlagerstätte in Kärnten. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **93,** Stuttgart 1951.

SCHROLL E.: Über das Barytvorkommen von Oberzeiring (Stmk.). – Anz. Österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl. **95,** Wien 1958.

SCHROLL E. & AZER J. N.: Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze. – Tscherm. Min. Petrograph. Mitt. **3. F. 7,** Wien 1959.

SCHUCH M.: Beiträge zur Hydrogeologie des Tullner Feldes. – Verh. Geol. B.-A. **1973,** Wien 1973.

SCHUILING R. D.: Residual Cipolino: End-Product of calcareous rocks in regional metamorphism. – Norsk Geol. Tidskr **45,** Oslo 1965.

SCHULER G.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). – Erlanger Geol. Abh. **71,** Erlangen 1968.

SCHULZ O.: Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Brandenberger Tales (Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **95,** Stuttgart 1952.

SCHULZ O.: Bauxit in den Gosau-Schichten von Brandenberg (Tirol). – Berg- Hüttenmänn. Mh. **105,** Wien 1960, a.

SCHULZ O.: Beispiele für synsedimentäre Vererzungen und paradiagenetische Formungen im älteren Wettersteindolomit von Bleiberg-Kreuth. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **105,** Wien 1960, b.

SCHULZ O.: Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max) als Beispiel submariner Lagerstättenbildung. – Carinthia **II Sh. 22,** Klagenfurt 1960, c.

SCHULZ O.: Lead-zinc deposits in the Calcareous Alps as an example of submarine-hydrothermal formation of mineral deposits. – Developments in Sedimentology **2,** Amsterdam 1964.

SCHULZ O.: Die diskordanten Erzgänge vom „Typus Bleiberg" synsedimentdiagenetische Bildungen. – Symposium Internationale sui Giacimenti Minerari delle Alpi, Vol. **1**, Trento: „Saturnia" 1966.

SCHULZ O.: Die synsedimentäre Mineralparagenese im oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 12,** Wien 1968.

SCHULZ O.: Vergleichende petrographische Untersuchungen an karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. – Verh. Geol. B.-A. **1970,** Wien 1970.

SCHULZ O.: Horizontgebundene altpaläozoische Kupferkiesvererzungen in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. – Tscherm. Min. Petrograph. Mitt. **3. F. 17,** Wien 1972.

SCHULZ O.: Metallogenese im Paläozoikum der Ostalpen. – Geol. Rundschau **63,** Stuttgart 1974.

SCHULZ O.: Resedimentbreccien und ihre möglichen Zusammenhänge mit Pb-Zn-Konzentrationen in mitteltriadischen Sedimenten der Gailtaler Alpen (Kärnten). – Tscherm. Min. Petrograph. Mitt. **3. F. 22,** Wien 1975.

SCHULZ O. & LUKAS W.: Eine Uranlagerstätte in permotriassischen Sedimenten Tirols. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 14,** Wien 1970.

SCHULZ O. & SCHROLL E.: Die Pb-Zn Lagerstätte Bleiberg-Kreuth. Stand der geowissenschaftlichen Forschung 1976, Projekt 2437, 2776 S. – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.

SCHULZE R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **130,** Stuttgart 1968.

SCHUMANN H.: Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **N. F. 40,** Leipzig 1930.

SCHWACKHÖFER F.: Die Kohlen. – 4. Aufl. – Wien: Gerold 1928.

SCHWAIGHOFER B.: Zur Geologie und Petrographie des Altkristallins im südwestlichen Klagenfurter Becken. – Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien **16,** Wien 1966.

SCHWAIGHOFER B.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Großpertholz (17), Weitra (18) und Zwettl (19) in den Jahren 1966, 1968–1972. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1967, 1969 bis 1973.

SCHWAN W.: Zeitlichkeit von Orogenese und Plattentektonik. – Clausthaler Geol. Abh. **17,** Clausthal 1974.

SCHWARZACHER W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätterkalk von Hallstatt und Ischl. – Jb. Geol. B.-A. **91** (1946), Wien 1948.

SCHWARZACHER W.: Die Großrhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. – Tscherm. Miner. Petr. Mitt. **3. F. 4,** Wien 1954.

SCHWARZBACH M.: Das Klima der Vorzeit: Eine Einführung in die Paläoklimatologie. – 3. neubearb. Aufl. – Stuttgart: Enke 1974.

SCHWINGHAMMER R.: Stratigraphie und Fauna des Neokoms von Kaltenleutgeben, NÖ. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. math.-nat. Kl. Abt. **I, 183,** Wien 1975.

SCHWINNER R.: Dinariden und Alpen. – Geol. Rundschau **4,** Leipzig 1915.

SCHWINNER R.: Neuere Anschauungen über den Alpenbau, gewonnen an den Ostalpen, besonders an der östlichen Zentralzone. – Z. Dt. Geol. Ges. **75,** Berlin 1923, a.

SCHWINNER R.: Die Niederen Tauern: Bisherige Ergebnisse; Aufgaben und Ausblicke der geologischen Erforschung. – Geol. Rundschau **14,** Berlin 1923, b.

SCHWINNER R.: Geologisches über die Niederen Tauern. – Z. Dt. – Österr. Alpenv. **55,** München 1924.

SCHWINNER R.: Das Bergland nordöstlich von Graz. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. **I, 134,** Wien 1925.

SCHWINNER R.: Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **I, 136,** Wien 1927.

SCHWINNER R.: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. – Geol. Rundschau **20,** Berlin 1929.

SCHWINNER R.: Die älteren Baupläne in den Ostalpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **81** (1929), Berlin 1930.

SCHWINNER R.: Geologische Aufnahme bei Turrach (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A. **1932,** Wien 1932.

SCHWINNER R.: Varistisches und alpines Gebirgssystem. – Geol. Rundschau **24,** Berlin 1933.

SCHWINNER R.: Zur Geologie von Birkfeld. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **72,** Graz 1935.

SCHWINNER R.: Zur Gliederung der Phyllitischen Serien der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1936,** Wien 1936.

SCHWINNER R.: Das Karbon-Gebiet der Stangalpe. – C. R. deux. Congr. Strat. Carbonifére Heerlen 1935, Maestricht 1938.

SCHWINNER R.: Die Albitisierung in der Oststeiermark und angrenzenden Gebieten. – Mitt. R.-St. f. Bodenf., Zwgst. Wien **1,** Wien 1940.

SCHWINNER R.: Paläozoikum in der nordwestlichen Goldeckgruppe (ober Sachsenburg, Kärnten). – Ber. Reichsamt Bodenforsch. Wien **1943,** Wien 1943.

SCHWINNER R.: Die Zentralzone der Ostalpen. – In: Geologie von Österreich (SCHAFFER F. X., Hrsg.). – 2. Aufl. – Wien: F. Deuticke 1951.

SCOTESE C., BAMBACH R. K. et al.: Paleozoic base maps. – J. Geology **87,** Chicago 1979.

SCUDELER BACELLE L. & SEMENZA E.: Flysch terrigeno con „Structure contorniche" nel Cretacico delle Dolomiti Ampezzane. Caratteristisce sedimentologiche e significato geodinamico. – Ann. Univ. Ferrara, N. S. Sci. Geol. e Paleont., sez. **IX, 5, 9,** Ferrara 1974.

SEELMEIER H.: Geologische Beobachtungen in der Umgebung des Christof-Berges und St. Magdalensberges bei Klagenfurt. – Z. Dt. Geol. Ges. **92,** Berlin 1940.

SEIDL E.: Die Salzstöcke des deutschen und des Alpen-Permsalz-Gebietes. – Kali **21,** Halle/S. 1927.

SEIFERT P. & STRADNER H.: Bericht über das Paleozän der Waschbergzone (NÖ). Mit einem Beitr. v. SCHMID M. E. – Verh. Geol. B.-A. **1978,** Heft 2, Wien 1978.

SEILACHER A.: Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. – Eclogae Geol. Helv. **51,** Basel 1958.

SELLI R.: Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie Occidentali. – Giorn. Geol. (2), **30** (1962), Bologna 1963.

SEMENZA E.: La fase giudicariense; nel quadro di una nuova ipotesi sull'orogenesi alpine nell'area italodinarica. – Mem. Soc. Geol. It. **13,** suppl., Pisa 1974.

SENARCLENS-GRANCY W.: Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung. – Verh. Geol. B.-A. Sh. **G,** Wien 1965.

SEYFERT C. K. & SIRKIN L. A.: Earth History and Plate Tectonics. – New York: Harper & Row 1973.

SHINNAWI M. A. et al.: Tektonische Studien an der Nord- und Nordwestseite des Bösenstein/Stmk. – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964.

SIEBER R.: Die Fauna der nordalpinen Rhätriffkalke. – N. Jb. Min., Beil.-Bd. **78,** Stuttgart 1937.

SIEBER R.: Fossilführung und Molluskenfaunen im Quartär Österreichs. – Anz. Österr. Akad. Wiss. **93,** Wien 1956.

SIEBER R.: Zur Paläontologie und Stratigraphie des Mesozoikums der westlichen Kalkalpen Österreichs. – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962.

SIEBER R.: Bericht 1964 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen zu geologischen Arbeiten in Nordtirol und Kärnten. – Verh. Geol. B.-A. **1965,** Wien 1965.

SIEBER R.: Bericht 1971 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen in Kartierungsgebieten von Niederösterreich, Steiermark und Kärnten. – Verh. Geol. B.-A. **1972,** Wien 1972.

SIEBER R.: Bericht 1973 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen zu geologischen Kartierungen in Niederösterreich und Vorarlberg. – Verh. Geol. B.-A. **1974,** Wien 1974.

SIEBER R.: Die Geowissenschaften in den Museen Österreichs. – (In Vorbereitung.)

SIEGL W.: Zur Entstehung schichtiger und strahliger Spatmagnesite. – Berg. u. Hüttenmänn. Mh. **100,** Wien 1955.

SIEGL W.: Entwurf einer salinaren Entstehung der Magnesite vom Typ Entachen (Salzburg). – Mineralium Deposita **4,** Berlin 1969.

SIEGL W.: Die Uranparagenese von Mitterberg (Salzburg, Österreich). – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 17,** Wien 1972.

SIEGL W.: Die oberkarnische Blei-Zinkvererzung im Rublandverbindungsstollen nördlich von Kreuth. – Berg. u. Hüttenmänn. Mh. **120,** Wien 1975.

SIEGL W. & FELSER K.-O.: Der Kokardendolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohentauern (Sunk bei Trieben). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **118,** Wien 1973.

SIEWERT W.: On the structural pattern of the Karawanken Mountains (Carinthia, Austria) based on statistical tectonics. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1978,** Stuttgart 1978.

SKALA W.: Typen, Fazies und tektonische Position der Karbonatgesteine der östlichen Wölzer Tauern. – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964.

SKALA W.: Aufnahmsberichte 1964 und 1966 (Blatt 129, Donnersbach) der Arbeitsgemeinschaft „Niedere Tauern". – Verh. Geol. B.-A. **1965, 1967,** Wien 1965 und 1967.

SKALA W.: Ein Beitrag zur Geologie und Stratigraphie der Gipfelregion des Poludnig (Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A. **112,** Wien 1969.

SLUPETZKY H.: Erste Radiokarbondatierungen in Quartärablagerungen im Pongau im Bereich des inneralpinen Salzachgletschers. (Vorber.) – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **112,** Wien 1976.

SMULIKOVSKI K.: Chemical Differentiation of Garnets and Clinopyroxenes in Eclogites. – Bull. Acad. Polon. Scienc. geol. géogr. **13,** Warzawa 1965.

SOFFEL H.: Anticlockwise rotation of Italy between the Eocene and Miocene: Palaeomagnetic Evidence from the Colli Euganei, Italy. – Earth and Planetary Sci. Lett. **17,** Amsterdam 1972.

SOLOMONICA P.: Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und ihrer angrenzenden Gebiete. – Mitt. Geol. Ges. Wien **27** (1934), Wien 1935.

SOLYOM F.: Die petrographische und tektonische Entwicklung der Umgebung von Althofen in Kärnten. – Berlin 1942, Diss.

SOMMER D.: Die Prebichlschichten als permotriadische Basis der nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – Verh. Geol. B.-A. **1972,** Wien 1972.

SORDIAN H.: Zur Geologie des Gebietes Rosegg – Föderlach – Bogenfeld – Egg am Faakersee – Leedenitzen – Malenitzen – Schlatten – St. Jakob – Mühlbach – Rosegg, Kärnten, Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien **12,** Wien 1961.

SPENGLER E.: Die Schafberggruppe. – Mitt. Geol. Ges. Wien **4,** Wien 1911.

SPENGLER E.: Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. – Jb. Geol. R.-A. **68** (1918), Wien 1919, a.

SPENGLER E.: Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. – Mitt. Geol. Ges. Wien **11** (1918), Wien 1919, b.

SPENGLER E.: Das Aflenzer Triasgebiet. – Jb. Geol. R.-A. **69** (1919), Wien 1920, a.

SPENGLER E.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. – Verh. Geol. St.-A. **1920,** Wien 1920, b.

SPENGLER E.: Zur Tektonik des obersteirischen Kalkzuges bei Thörl und Thurnau. – Jb. Geol. St.-A. **70** (1920), Wien 1921.

SPENGLER E.: Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. Mit einem Beitr. v. PIA J. – Sammlung geol. Führer **26,** Berlin: Borntraeger 1924.

SPENGLER E.: Aufnahmsbericht über das Blatt Schneeberg – St. Ägyd (4855). – Verh. Geol. B.-A. **1927,** Wien 1927.

SPENGLER E.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte Blatt Schneeberg – St. Ägyd. – Geol. Spezialkarte d. Rep. Österreich, Bl. **4855,** Wien: Geol. B.-A. 1931.

SPENGLER E.: Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. Mit einem Beitr. v. W. VORTISCH. – In: Geologie von Österreich (SCHAFFER, F. X., Hrsg.). – 2. Aufl. – Wien: Deuticke 1951, a.

SPENGLER E.: Zur Verbreitung und Tektonik der Inntal-Decke. – Z. Dt. Geol. Ges. **102,** Hannover 1951, b.

SPENGLER E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. – 1. Teil. – Jb. Geol. B.-A. **96,** Wien 1953.

SPENGLER E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. – 2. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A. **99,** Wien 1956.

SPENGLER E.: Die Frage des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1957,** Wien 1957.

SPENGLER E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. – 3. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A. **102,** Wien 1959.

SPENGLER E. & STINY J.: Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte der Rep. Österreich, Bl. Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Wien: Geol. B.-A. 1926.

SPITZ A.: Der Höllensteinzug bei Wien. – Mitt. Geol. Ges. Wien **3,** Wien 1910.

SPITZ A.: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. – Mitt. Geol. Ges. Wien **12** (1919), Wien 1920.

SPJELDNAES N.: The palaeogeography of the Tethyan region during the Ordovician. – In: Aspects of Tethyan Biography (ADAMS C. G. & AGER D. V., Hrsg.). – System. Ass. Publ. No. **7,** London 1967.

SPJELDNAES N.: Orodovician climates. – In: The Ordovician System (Palaeontological Ass. Symp.) (BASSET M. G., Hrsg.). – Cardiff: Univ. Wales Press and National Mus. Wales, 1976.

SPONHEUER W.: Bericht über die Weiterentwicklung der seismischen Skala. – Veröff. Inst. Geodynamik Jena, Heft **8,** Berlin 1965.

SPREITZER H.: Eiszeitstände und glaziale Abtragungsformen im Bereich des eiszeitlichen Murgletschers. – Geol. Bavarica **19,** München 1953.

SPROSS W.: Die Entwicklung des Wolframbergbaues Mittersill. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **120,** Wien 1975.

SRBIK R.: Geologische Bibliographie der Ostalpen: Von Graubünden bis Kärnten, 2 Bde. – München–Berlin: R. Oldenbourg 1935.

SRBIK R.: Geologische Bibliographie der Ostalpen: Von Graubünden bis Kärnten, 1. Fortsetzung. – Innsbruck: J. Winkler 1937.

STACHE G.: Entdeckung von Graptolithenschiefer in den Südalpen. – Verh. Geol. R.-A. **1872,** Wien 1872.

STACHE G.: Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. – Jb. Geol. R.-A. **24,** Wien 1874.

STACHE G.: Über die Silurbildungen der Ostalpen mit Bemerkungen über die Devon-, Carbon- und Perm-Schichten dieses Gebietes. – Z. Dt. Geol. Ges. **36,** Berlin 1884.

STARK G.: Zur Kenntnis der Goldlagerstätte Kliening im Lavanttal. – Carinthia **II 65,** Klagenfurt 1955.

STARK M.: Entwicklungsstadien bei kristallinen Schiefern (Grünschiefern) der Klammkalk-Radstädterserie im Arl- und Gasteintal. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, **148,** Wien 1939.

STARKL G.: Über neue Mineralvorkommen in Österreich. – Jb. Geol. R.-A. **33,** Wien 1883.
STAUB R.: Der Bau der Alpen. – Beitr. Geol. Karte Schweiz **N. F. 52,** Bern 1924.
STAUB R.: Betrachtungen über den Bau der Südalpen. – Eclogae geol. Helvetiae **42,** Basel 1950.
STEGENA L.: Geothermal Map of Eastern Europe. – Geothermics **1,** Pisa 1972.
STEINER P.: Die Eingliederung der Weyerer Bögen und der Gr. Reiflinger Scholle in den Faltenbau des Lunzer-Reichraminger Deckensystems. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien **14–15,** Wien 1965.
STEINER P.: Geologische Studien im Grenzbereich der mittleren und östlichen Kalkalpen (Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien **18** (1967), Wien 1968.
STEINHAUSEN W.: Die Geologie der Ötscher-Decke zwischen Unterberg und Furth (N.Ö.). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien **10,** Wien 1959.
STEININGER F., RÖGL F. & MARTINI E.: Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys (Middle Europe). – Newsletters on Stratigr. **4,** Berlin–Stuttgart 1976.
STEININGER F. & SENEŠ J.: Miozän M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotyp. – Chronostratigraphie und Neostratotypen **2,** Preßburg: VEDA 1971.
STENGEL-RUTKOWSKI W.: Der Bau des Gebirges um Lech (Vorarlberg). – Z. Dt. Geol. Ges. **113,** Hannover 1962.
STETTNER G.: Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmischen Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem. – Z. Dt. Geol. Ges. **123,** Hannover 1972.
STETTNER G.: The Bavarian Part of the Bohemian Massif. – In: Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, Preßburg: Geol. Inst. Dionýz Stúr, 1974.
STILLE H.: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. – Geol. Jb. Beih. **2,** Hannover 1951.
STINI J.: Gesteine aus der Umgebung von Bruck a. d. Mur. – Feldbach 1917.
STINI J.: Granitgneis von Birkfeld. – Centralbl. Mineral. Geol. Paläont. **1918,** Stuttgart 1918.
STINI J.: Deckenbau und Ost-West-Schub im Obirgebirge (Kärnten). – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **74,** Wien 1938, a.
STINI J.: Zur Geologie der Umgebung von Miklauzhof (Jauntal). – Carinthia **II 48,** Klagenfurt 1938, b.
STIPPBERGER W.: Schrifttum über Bergbau und Geologie usw. des politischen Bezirkes Liezen, Steiermark, von 1800–1956. – Mitt. Mus. Bergb., Geol. u. Techn. **16,** Graz 1956.
STOWASSER H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jb. Geol. B.-A. **99,** Wien 1956.
STOWASSER H.: Strukturbildung und Steinbergbruch im Wiener Becken. – Erdoel-Erdgas-Z. **82,** Wien–Hamburg 1966.
STRADNER H.: First Report on the Discoasters of the Tertiary of Austria and their stratigraphic use. – 5th World Petroleum Congress Sect. I – 60, New York 1959.
STRADNER H.: Über Nannoplankton-Invasionen im Sarmat des Wiener Beckens. – Erdöl-Z. **76,** Wien 1960.
STRADNER H.: Über neue und wenig bekannte Nannofossilien aus Kreide und Alttertiär. – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962.
STRADNER H.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963. (Ergebnisse der Nannofossil-Untersuchung. Teil III.) – Erdöl-Z. **80,** Wien 1964.
STRADNER H.: The nannofossils of the Eocene Flysch in the Hagenbach Valley (Northern Vienna Woods), Austria. – Ann. Soc. Geol. Pologne **39,** Krakau 1969, a.
STRADNER H.: Upper Eocene Calcareous nannoplankton from Austria and problems of interhemispherical correlation. – In: Proceed. I. Int. Conf. Plankt. Microfoss. **II** (BRÖNNIMANN P. & RENZ H. H., Hrsg.), Leiden 1969, b.
STRADNER H. & FUCHS R.: Das Nannoplankton in Österreich. – In: Badenian M4 (BRESTENSKÁ E., PAPP A., Hrsg.) – Chronostratigraphie und Neostratotypen. **6,** Bratislava: VEDA 1978.
STRADNER H. & PAPP A.: Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. – Jb. Geol. B.-A. Sd. **7,** Wien 1961.
STRAKA H.: Pollen- und Sporenkunde. – Stuttgart: Gustav Fischer 1975.
STRECKEISEN A.: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). – Schweiz. Min. Petrograph. Mitt. **8,** Zürich 1928.
STRECKEISEN A.: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. – Geol. Rundschau **63,** Stuttgart 1974.
STRECKEISEN A. et al.: Bericht über die Exkursion der Schweiz. Min. u. Petrograph. Gesellschaft im Silvrettakristallin und in den Totalpenserpentin. – Schweiz. Min. Petrograph. Mitt. **46,** Zürich 1966.
STREHL E.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) IV. Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Kl. St. Paul und Brückl. – Carinthia **II 72,** Klagenfurt 1962.
STRUCL I.: Stratigraphie und Tektonik der östlichen Teile der Nordkarawanken. – Geologija: Razprave in Procila **13,** Ljubljana 1970.
STUR D.: Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hoch-Golling und dem Venediger. – Jb. Geol. R.-A. **5,** Wien 1854.
STUR D.: Die geologischen Verhältnisse der Täler der Drau, Isel, Gail und Möll und der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiete. – Jb. Geol. R.-A. **7,** Wien 1856.
STUR D.: Vorkommen obersilurischer Petrefacte am Erzberg und in dessen Umgebung bei Eisenerz in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A. **15,** Wien 1865.
STUR D.: Geologie der Steiermark. – Graz: Geogn.-mont. Ver. Steiermark 1871.
STURM M.: Zonation of Upper Cretaceous by means of planctonic foraminifera, Attersee (Upper Austria). – Ann. Soc. Geol. Pologne **39,** Krakow 1969.
SUESS E.: Die Brachiopoden der Gosaubildungen. – In: K. ZITTEL Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Kalkalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **25,** Wien 1866.
SUESS E.: Über die Äquivalente des Rothliegenden in den Südalpen. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. **I, 57,** Wien 1868.
SUESS E.: Die Erdbeben Niederösterreichs. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **33,** Wien 1873.
SUESS E.: Das Antlitz der Erde, 1. Bd. – Prag – Wien – Leipzig: Tempsky-Freytag 1885.
SUESS F. E.: Bau und Bild der Böhmischen Masse. – In: Bau und Bild Österreichs (DIENER C. et al., Hrsg.). – Wien: Tempsky-Freytag 1903.
SUESS F. E.: Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. – Verh. Geol. R.-A. **1908,** Wien 1908.
SUESS F. E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **88,** Wien 1912.
SUESS F. E.: Ostalpines und Böhmisches Grundgebirge. – Mitt. Geol. Ges. Wien **24** (1931), Wien 1932.
SUESS F. E.: Vergleichende Orogenstudien (vorläufiger Bericht). – Anz. Akad. Wiss. Wien **71,** Wien 1934.
SUK M.: Lithology of Moldanubian metamorphics. – Časopis pro mineralogii a geologii **19,** Prag 1974.
SUMMESBERGER H.: Stellungnahmen zu einigen Schichtennamen der Nordalpinen Mitteltrias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **16** (1965), Wien 1966, a.

SUMMESBERGER H.: Zum Typusprofil des Gutensteiner Kalkes. Stellungnahme zu E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYER 1962. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien **16** (1965), Wien 1966, b.

SUMMESBERGER H.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Mesozoikum auf Blatt 75, Puchberg am Schneeberg. – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976, c.

SUMMESBERGER H.: Eine obersantone Ammonitenfauna aus dem Becken von Gosau (Oberösterreich). – Ann. Naturhist. Mus. Wien **82,** Wien 1979.

SUMMESBERGER H. & WAGNER L.: Der Lithostratotapus des Gutensteiner Kalkes (Gutenstein, Niederösterreich; Mitteltrias). – Ann. Naturhist. Mus. Wien **75,** Wien 1971.

SUMMESBERGER H. & WAGNER L.: Der Stratotypus des Anis (Trias). – Ann. Naturhist. Mus. Wien **76,** Wien 1972.

SVOBODA J. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia. Part 1: The Bohemian Massif. – Prag: Geol. Surv. Czechoslovakia 1966.

SWEET W. C. & SCHÖNLAUB H. P.: Conodonts of the Genus Oulodus BRANSON & MEHL, 1933. – Geologica et Palaeontologica **9,** Marburg 1975.

SZÁDECKI-KARDOSS E., BUBIES I. et al.: Metamorphose in Ungarn. – Acta Geol. Acad. Sci., Hung. **11,** Budapest 1967.

SZALAI T.: Geotektonische Synthese der Karparten. – Geofiz. Közl. **7,** Budapest 1957.

SZALAI T.: Die Tektonik des südöstlichen Randes der Westkarparten und das Meer der oberkarbon-norischen Vortiefe. – Földt. közl. **99,** Budapest 1969.

SZALAI T.: Die Ausbildung des südöstlichen Zuges der Westkarparten mit besonderer Rücksicht auf das Bakony-Gebirge im Alpin-Karpartischen System. (Ungarisch mit deutscher Zusammenfassung). – A Veszprém Megyei Múleumok Kozleményei **12,** Veszprem 1973.

TAUBER A.: Der Braunkohlenbergbau von Bubendorf. – Burgenländ. Heimatbl. **21,** Eisenstadt 1959.

TELLER F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). – Wien: Geol. R.-A. 1896.

TELLER F.: Geologie des Karawankentunnels. – Denkschr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **82,** Wien 1910.

TENČOV Y.: Carboniferous Flora from Brunnachhöhe, Kärnten, Austria. – Geol. Balcanica **8,** Sofia 1978, a.

TENČOV Y.: Stratigraphy of the Carboniferous from Stangalpe, Austria. – Geol. Balcanica **8,** Sofia 1978, b.

TESSENSOHN F.: Unter-Karbon Flysch und Auernig-Ober-Karbon in Trögern, Karawanken, Österreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1968,** Stuttgart 1968.

TESSENSOHN F.: Zur Unterkarbon-Stratigraphie in den Karawanken. – Carinthia **II 79,** Klagenfurt 1969.

TESSENSOHN F.: Der Flysch-Trog und seine Randgebiete im Karbon der Karawanken. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **138,** Stuttgart 1971.

TESSENSOHN F.: Einige neue Beobachtungen im Karbon von Nötsch, Kärnten. – Carinthia **II 82,** Klagenfurt 1972.

TESSENSOHN F.: Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II). – Verh. Geol. B.-A. **1974,** Wien 1974.

TESSENSOHN F.: Schichtlücken und Mischfaunen in paläozoischen Kalken der Karawanken. – Carinthia **II 84,** Klagenfurt 1975.

TEUSCHNER E. O. & WEINELT W.: Die Metallogenese im Raum Spessart – Fichtelgebirge – Oberpfälzer Wald – Bayerischer Wald. – Geol. Bavarica **65,** München 1972.

THALMANN F.: Probleme der Abbauplanung und Qualitätssteuerung am Steirischen Erzberg etc. – Mitt. Geol. Ges. Wien **66–67** (1973/74), Wien 1974.

THENIUS E.: Eiszeiten – einst und jetzt. – Kosmos **248,** Stuttgart 1974, a.

THENIUS E.: Niederösterreich. – 2. erw. Aufl. – Verh. Geol. B.-A. Bundesländerserie, Wien: Geol. B.-A. 1974, b.

THENIUS E.: Niederösterreichs eiszeitliche Tierwelt. – Wissenschaftl. Schriftenreihe NO. **10/11,** Wien 1975.

THENIUS E.: Meere und Länder im Wechsel der Zeiten. – Verständliche Wissenschaft **114,** Berlin: Springer 1977.

THENIUS E.: Über die Bedeutung der Paläontologie für die Geographie. – In: Beitr. z. Quartär- und Landschaftsforschung. Wien: Ferdinand Hirt 1978.

THIEDIG F.: Verbreitung, Ausbildung und stratigraphische Einstufung neogener Rotlehme und Grobschotter in Ostkärnten (Österreich). – Mitt. Geol. Pal. Inst. Univ. Hamburg **39,** Hamburg 1970.

THIEDIG F.: Die Entwicklung des postvariszischen Deckengebirges in der Umgebung der Saualpe. – Clausth. Geol. Abh. Sdbd. **1,** Clausthal-Zellerfeld 1975.

THIEDIG F. & CHAIR M.: Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens (Österreich). – Carinthia **II 84,** Klagenfurt 1974.

THIEDIG F. & KLUSSMANN D.: Limnisches Oberkarbon an der Basis der postvariszischen Transgressionsserie in den St. Pauler Bergen Ostkärntens. – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg **43,** Hamburg 1974.

THIELE O.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Engelhartszell (33), Schärding (29) und Neumarkt i. H. (30) in den Jahren 1959–1962. – Verh. Geol. B.-A. **1960–1963,** Wien 1960–1963.

THIELE O.: Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (OÖ). – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962.

THIELE O.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Großsiegharts (7), Zwettl (19), Perg (34) und Königswiesen (35) in den Jahren 1965–1976. – Verh. Geol. B.-A. **1966–77,** Wien 1966–1977.

THIELE O.: Der österreichische Anteil an der Böhmischen Masse und seine Stellung im variszischen Orogen. – Geologie **19,** Berlin 1970, a.

THIELE O.: Eine Mikroklin-Quarz-Kugelbildung in hybridem Feinkorngranit aus dem Dietrichsbacher Forst (westliches Waldviertel, Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A. **1970,** Wien 1970, b.

THIELE O.: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A. **117,** Wien 1974, a.

THIELE O.: The Austrian Part of the Bohemian Massif. – In: Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. – Preßburg: Geol. Inst. Dionýz Stúr 1974, b.

THIELE O.: Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? – Jb. Geol. B.-A. **119,** Wien 1976, a.

THIELE O.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Inner Schmirn (Tirol). – Geol. Rundschau **65,** Stuttgart 1976, b.

THIELE O.: Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (Südliche Böhmische Masse). – Nova Acta Leopoldina, **N. F. 45,** Nr. **224,** Halle (Saale) 1976, c.

THIELE O.: Die Mühldorfer Störung und ihre Bedeutung für die Tektonik des Waldviertels (vorläufige Mitteilung). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **6,** H. 10, Innsbruck 1977, a.

THIELE O.: Studien an Akzessorien und Zirkontrachten von Gföhlergneis und ähnlichen Gesteinen und ihr Bezug auf die Tektonik des Drosendorfer Fensters (Waldviertel, Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977, b.

THÖNI M.: Ein neues Sedimentvorkommen nahe dem Westrand des Ötztaler Altkristallins und einige Bemerkungen zur Deutung der Permotrias des Jaggl als Fenster. – Verh. Geol. B.-A. **1973,** Wien 1973.

THUM I.: Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters. – Mitt. Geol. Ges. Wien **62** (1969), Wien 1970.

THURNER A.: Geologie der Frauenalpe bei Murau. – Jb. Geol. B.-A. **86,** Wien 1936.

THURNER A.: Die Geologie des Erzfeldes westlich Pusterwald ob Judenburg. – Jb. Geol. B.-A. **98,** Wien 1955.

THURNER A.: Aufnahmsbericht 1955 über geologische Auf-

nahmen auf Blatt Murau (159). – Verh. Geol. B.-A. **1956,** Wien 1956.

THURNER A.: Aufnahmsbericht 1956 über geologische Aufnahmen auf Blatt Murau 159 und Judenburg 160. – Verh. Geol. B.-A. **1957,** Wien 1957, a.

THURNER A.: Die tektonische Gliederung im Gebiet des oberen Murtales (Lungau bis Niederwölz). – Mitt. Geol. Ges. Wien **50,** Wien 1957, b.

THURNER A.: Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau 1:50.000. – Wien: Geol. B.-A. 1958.

THURNER A.: Die Geologie des Pleschaitz bei Murau. – Mitt. Mus. Bergbaustud. Joanneum **20,** Graz 1959.

THURNER A.: Die Bedeutung des Nord- und Südrahmens für die Tektonik der Nördlichen Kalkalpen. – Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Klasse **III, 1** (Festschrift E. KRAUS), Berlin 1960.

THURNER A.: Das Phyllitgebiet südlich Murau. – Verh. Geol. B.-A. **1961,** Wien 1961.

THURNER A.: Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **113** (1961), Hannover 1962.

THURNER A.: Granitgneise am Nordabfall der Seetaler Alpen. – Verh. Geol. B.-A. **1966,** Wien 1966.

THURNER A.: Hydrogeologie. – Wien – New York: Springer 1967.

THURNER A.: Geologie des Gebietes Neumarkt/Steiermark-Mühlen. – Jb. Geol. B.-A. **113,** Wien 1970.

THURNER A.: Geologie der Niederen Tauern Südabfälle vom Preber bis Oberwölz. – Mitt. Abt. Min. Joann. **43,** Graz 1976.

TICHY G.: Beiträge zur Palökologie und Stratigraphie der triassischen Megalodonten (Bivalven). – Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss. **2,** Wien 1974.

TICHY G.: Fossilfunde aus dem Hauptdolomit (Nor, Trias) der östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). – Ann. Naturhist. Mus. Wien **79,** Wien 1975.

TIED L.: Die Nerineen der österreichischen Gosauschichten. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **I, 167,** Wien 1958.

TIETZ G. F.: Die Schwermineralgehalte in den Grenzlandbänken (Unterperm der Karnischen Alpen, Standardprofil Rattendorfer Sattel). – Carinthia **II 84,** Klagenfurt 1975.

TIETZ G. F.: Petrographische und geochemische Untersuchungen an einer kondensierten Kalkbank des unteren Silurs der karnischen Alpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976.

TOLLMANN A.: Geologie der Pleislingergruppe. – Verh. Geol. B.-A. **1956,** Wien 1956.

TOLLMANN A.: Geologie der Mosermanndlgruppe. – Jb. Geol. B.-A. **101,** Wien 1958, a.

TOLLMANN A.: Semmering und Radstätter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien **50** (1957), Wien 1958, b.

TOLLMANN A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **10,** Wien 1959.

TOLLMANN A.: Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. – Jb. Geol. B.-A. **103,** Wien 1960, a.

TOLLMANN A.: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. – Geol. Rundschau **50,** Stuttgart 1960, b.

TOLLMANN A.: Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtales in Steiermark. – Jb. Geol. B.-A. **103,** Wien 1960, c.

TOLLMANN A.: Der Twenger Wandzug. – Mitt. Geol. Ges. Wien **53** (1960), Wien 1961.

TOLLMANN A.: Die mesozoischen Schichtglieder der österr. Zentralalpen. – In: Autriche (KÜHN O., Hrsg.) – Lexique strat. int. **1,** fsc. **8,** Paris: C. N. R. S. 1962.

TOLLMANN A.: Ostalpen-Synthese. – Wien: F. Deuticke 1963, a.

TOLLMANN A.: Das Westende der Radstädter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien **55** (1962), Wien 1963, b.

TOLLMANN A.: Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. – Erdöl-Z. **79,** Wien–Hamburg 1963, c.

TOLLMANN A.: Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). – Geol. Rundschau **53,** Stuttgart 1963, d.

TOLLMANN A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges". – N. Jb. Paläont. Abh. **1964,** Stuttgart 1964, a.

TOLLMANN A.: Zur alpidischen Phasengliederung in den Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. **101,** Wien 1964, b.

TOLLMANN A.: Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien **14** (1963), Wien 1964, c.

TOLLMANN A.: Exkursion I/4: Radstädter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. **57,** Wien 1964, d.

TOLLMANN A.: Exkursion II/6. Semmering – Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien **57,** Wien 1964, e.

TOLLMANN A.: Die Auswirkung der Jungkimmerischen Phase in den Nördlichen Kalkalpen etc. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1965,** Stuttgart 1965, a.

TOLLMANN A.: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A. Sh. **G.,** Wien 1965, b.

TOLLMANN A.: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien **57,** Wien 1965, c.

TOLLMANN A.: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekt. Forsch. **21,** Stuttgart 1966, a.

TOLLMANN A.: Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – Mitt. Geol. Ges. Wien **58** (1965), Wien 1966, b.

TOLLMANN A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien **59** (1966), Wien 1967, a.

TOLLMANN A.: Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. – Eclogae Geol. Helv. **60,** Basel 1967, b.

TOLLMANN A.: Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. Österr. Geogr. Ges. **110,** Wien 1968.

TOLLMANN A.: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. – Geologie **18,** Berlin 1969, a.

TOLLMANN A.: Die Bruchtektonik in den Ostalpen. – Geol. Rundschau **59,** Stuttgart 1969, b.

TOLLMANN A.: Der Deckenbau der westlichen Nordkalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **136,** Stuttgart 1970, a.

TOLLMANN A.: Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. – Verh. Geol. B.-A. **1970,** Wien 1970, b.

TOLLMANN A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Westabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien **62** (1969), Wien 1970, c.

TOLLMANN A.: Die deckentektonische Gliederung der östlichen Zentralzone der Ostalpen an Hand alter und neuer Daten. – Zbl. Geol. Paläont. Teil **I, 1970,** Stuttgart 1971, a.

TOLLMANN A.: Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. – Jb. Geol. B.-A. **114,** Wien 1971, b.

TOLLMANN A.: Überblick über die Neuergebnisse vom geologischen Bau Niederösterreichs. – Unsere Heimat **42,** Wien 1971, c.

TOLLMANN A.: Alter und Stellung des Alpinen Verrucano in den Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1972,** Wien 1972, a.

TOLLMANN A.: Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien **64** (1971), Wien 1972, b.

TOLLMANN A.: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen.

– Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil I. – Wien: Deuticke 1973, a.

TOLLMANN A.: Der Südwestrand der Inntaldecke in den Tiroler Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1973,** Wien 1973, b.

TOLLMANN A.: Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **150,** Stuttgart 1975, a.

TOLLMANN A.: Zur Frage der Parautochthonie der Lammereinheit in der Salzburger Hallstätter Zone. – Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss. math.-nat. Kl., Abt. **I, 184,** Wien 1975, b.

TOLLMANN A.: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **148,** Stuttgart 1975, c.

TOLLMANN A.: Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Großgliederung des Subtatrikums. – In: Tectonic problems of the Alpine system (MAHEL M., Hrsg.). – Bratislava: VEDA 1975, d.

TOLLMANN A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil 2. – Wien: Deuticke 1976, a.

TOLLMANN A.: Neue Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen. – Geol. Tiefbau der Ostalpen **3.** Bericht, Wien 1976, b.

TOLLMANN A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen, Orogene Stellung und regionale Tektonik. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil 3. – Wien: Deuticke 1976, c.

TOLLMANN A.: Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **153,** Stuttgart 1977, a.

TOLLMANN A.: Geologie von Österreich. Bd. I: Die Zentralalpen. – Wien: Deuticke 1977, b.

TOLLMANN A.: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – Mitt. Österr. Geol. Ges. **69** (1976), Wien 1978.

TOLLMANN A. & KRISTAN-TOLLMANN E.: Das Alter des hochgelegenen „Ennstal-Tertiärs". – Mitt. Österr. Geogr. Ges. **104,** Wien 1962.

TOLLMANN A. & KRISTAN-TOLLMANN E.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. – Geologica et Palaeont. **4,** Marburg 1970.

TOPERCZER M. & TRAPP E.: Ein Beitrag zur Erdbebengeographie Österreichs nebst Erdbebenkatalog 1904–1948 und Chronik der Starkbeben. – Mitt. Erdb. Komm. **N. F. 65,** Wien 1950.

TORNQUIST A.: Ein Fenster des Tauerndeckensystems inmitten der Murauer Granatglimmerschieferdecke südlich des Preber. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. **I, 130,** Wien 1921.

TOULA F.: Beitrag zur Kenntnis der „Grauwacken-Zone" der nördlichen Kalkalpen. – Verh. Geol. R.-A. **1877,** Wien 1877.

TOULA F.: Die Kalke der Grebenze im Westen des Neumarkter Sattels in Steiermark. – N. Jb. Miner. Geol. Paläont. **1893,** II. Bd. Stuttgart 1893.

TOULA F.: Die Acanthicus-Schichten im Randgebirge der Wiener Bucht bei Gießhübl (WNW Mödling). – Verh. Geol. R.-A. **1908,** Wien 1908.

TOZER E.: Definitions and Limits of Triassic Stages and Substages: Suggestions prompted by Comparisons between North America and the Alpine-Mediterranean Region. – Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss. **2,** Wien 1974.

TRAPP E.: Die Erdbeben Österreichs 1949–1960, Ergänzung und Fortführung des österreichischen Erdbebenkataloges. – Mitt. Erdb. Komm. **N. F. 67,** Wien 1961.

TRAPP E.: Die Erdbeben Österreichs 1961–1970. – Mitt. Erdb. Komm. **N. F. 72,** Wien 1973.

TRAUB F.: Die Schuppenzone im Helvetikum von St. Pankraz am Haunsberg nördlich Salzburg. – Geol. Bavarica **15,** München 1953.

TRAUTH F.: Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien **9,** Wien 1916.

TRAUTH F.: Über die Stellung der „pienidischen Klippenzone" und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien **14** (1921), Wien 1922.

TRAUTH F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. I, II. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 1. Teil: **100,** Wien 1925, 2. Teil: **101,** Wien 1927.

TRAUTH F.: Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens. – Mitt. Geol. Ges. Wien **21** (1928), Wien 1930.

TRAUTH F.: Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **I, 71,** Wien 1934.

TRAUTH F.: Über die Gliederung der östlichen Nordalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien **29** (1936), Wien 1937.

TRAUTH F.: Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. – Palaeontographica Abt. **A 88,** Stuttgart 1938.

TRAUTH F.: Die fazielle Ausbildung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1948,** Wien 1950.

TRAUTH F.: Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. – Verh. Geol. B.-A. **1954,** Wien 1954.

TROLL G.: Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald. Teil I: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil. (Mit Beiträgen von DOLLINGER U., DÜRR S., GRAUERT B., LIST F. K., MADEL J., SCHREYER W., TROLL G. und WINTER H.) – Geol. Bavarica **58,** München 1967.

TROLL G., FORST R. & SÖLLNER F.: Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. – Geol. Rundschau **65,** Stuttgart 1976.

TROLL G. & HÖLZL E.: Zum Gesteinsaufbau des Altkristallins der zentralen Schobergruppe, Osttirol. – Jb. Geol. B.-A. **117,** Wien 1974.

TROMMSDORF V.: Über Lamprophyre aus den nördlichen Kalkalpen (Ehrwaldit). – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **3. F. 8,** Wien 1962.

TRÜMPY R.: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. – Bull. Geol. Soc. Amer. **71,** New York 1960.

TRÜMPY R. et al.: Aperçu general sur la geologie des Grinsons. – C. R. Somm. des Seances Soc. geol. France **1969,** fasc. 9, Paris 1970.

TRÜMPY R.: Zur Geologie des Unterengadins. – Erg. d. wiss. Untersuch. im Schweiz. Nationalpark, Bd. **XII,** Chur 1972, a.

TRÜMPY R.: Über die Geschwindigkeit der Krustenverkürzung in den Zentralalpen. – Geol. Rundschau **61,** Stuttgart 1972, b.

TRÜMPY R.: The Timing of orogenetic events in the Central Alps. – In: Gravity and Tectonics (DEJONG K. A. & SCHOLTEN R., Hrsg.). – New York: J. Wiley 1973.

TRÜMPY R.: Penninic-austroalpine boundary in the Swiss Alps. – Ann. J. Sci. **275 A,** New Haven 1975.

TRÜMPY R.: The Engadine Line: a sinistral wrench fault in the Central Alps. – Mem. Geol. Soc. China **2,** Taipeh 1977.

TRUNKO L.: Geologie von Ungarn. – Beiträge z. regionalen Geologie der Erde **8,** Berlin: Borntraeger 1969.

TSCHERNIGG E.: Das Schwerspatvorkommen bei Thörl-Maglern. – Carinthia **II 61,** Klagenfurt 1951.

TUFAR W.: Zur Altersgliederung der ostalpinen Vererzung. – Geol. Rundschau **63,** Stuttgart 1973.

UCIK F. H.: Bericht 1976 über Vergleichs- und Übersichtsbegehungen im Unterengadiner Fenster. – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.

UCIK F. H.: Geologische Karten von Kärnten. Bibliographie. – Schriftenr. Raumforsch. Raumpl. **19,** Klagenfurt 1979.
Übersichtskarte der Moore Österreichs, 1:625.000, mit Erläuterungen. Herausgegeben von der Medizinischen Moorkommission. – Wien: Landwirtschaftlich-chemische Bundesversuchsanstalt in Wien 1935.
UHLIG V.: Der Deckenbau in den Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien **2,** Wien 1909.
ULBRICH K.: Karten und Pläne. – Allg. Bibliographie des Burgenlandes, 8. Teil, Eisenstadt: Amt d. Burgenld. Landesreg. Landesarchiv 1970.
ULRICH R.: Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. – Geologica Bavarica **41,** München 1960.
UNGER F.: Geognostische Skizze der Umgebungen von Grätz. – In: Grätz (SCHREINER G., Hrsg.). – Grätz: Ferstl 1843.
UNGER H. J.: Der Lagerstättenraum Zell am See. – Archiv f. Lagerstättenf. Ostalpen **11,** Leoben 1970.
UNGER H. J.: Der Lagerstättenraum Zell am See. IV. Der ehemalige Kupfer- und Schwefelkies-Bergbau Klucken, nördlich von Piesendorf (Oberpinzgau/Salzburg). – Arch. Lagerstättenf. Ostalpen **13,** Leoben 1972.
URLICHS M.: Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **21** (1972), Innsbruck 1973.
VACEK M.: Über die Schladminger Gneismasse und ihre Umgebung. – Verh. Geol. R.-A. **1893,** Wien 1893.
VAI G. B.: Hercynian Basin Evolution of the Southern Alps. – In: Geology of Italy (SQUYRES C., Hrsg.). – Tripolis: The Earth Sci. Soc. Lyb. Arab. Rep. 1975.
VANDENBERG J.: Reconstructions of the western mediterranean area for the Mesozoic and Tertiary timespan. – In: Fixism, mobilism or relativism: Van Bemmelen's search for harmony (VAN DER LINDEN W. J. M., Hrsg.). – Geol. en Mijnbouw **58,** Leiden 1979.
VASICEK W.: Perm von Zöbing. – Arbeitstagung der Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.
VEIT E.: Molasse und alpin-karpatischer Überschiebungsrand in Niederösterreich und Südmähren. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **97,** Stuttgart 1953.
VENDEL M.: Die Geologie der Umgebung von Sopron. – Mitt. Berg- u. Hüttenm. Abt. der Hochsch. f. Berg- u. Forstwesen **1,** Sopron 1929.
VETTERS H.: Die „Trofaiachlinie". – Verh. Geol. R.-A. **1911,** Wien 1911.
VETTERS H.: Die Braunkohlenvorkommen in Neulengbach, Starzing und Hagenau in Niederösterreich. – Jb. Geol. B.-A. **73,** Wien 1923.
VETTERS H.: Erdöl und Erdgas in Österreich. – Bohrtechniker-Z. **54,** Wien 1936.
VETTERS H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. M. 1:500.000. – Wien: Geol. B.-A. 1937.
VETTERS H.: Über die Möglichkeiten von Erdölvorkommen in der nordalpinen Flyschzone Österreichs. – Bohrtechn.-Z. **56,** Wien 1938.
VETTERS W.: Zur Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistritzsattel (Steiermark, Österr.). – Mitt. Geol. Bergbaustud. **19,** Wien 1970.
VETTERS W.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 21, Horn. – Verh. Geol. B.-A. **1976,** Wien 1976.
VIDAL H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges etc. – Geologica Bavarica **17,** München 1953.
VIDAL PH., AUVRAY B. et al.: Radiometric age of volcanics of the Cambrian „Krivoklat-Rokycany" complex (Bohemian Massif). – Geol. Rundschau **64,** Stuttgart 1975.
VINASSA DE REGNY P.: Rilevamento dell'Avanza, e della Val Pesarina. – Boll. del R. Comitato geol. d'Italia **43,** Roma 1913.
VOGELTANZ R.: Die Typen der hornblendeführenden Gesteine in den kristallinen Serien der östlichen Wölzer Tauern. – Verh. Geol. B.-A. **1964,** Wien 1964.
VOGELTANZ R.: Fischfunde aus der Salzburger Obertrias. – Der Aufschluß **20,** Heidelberg 1969.
VOGELTANZ R.: Sedimentologie und Paläogeographie eines eozänen Sublitorals im Helvetikum von Salzburg (Österreich). – Verh. Geol. B.-A. **1970,** Wien 1970.
VOGELTANZ R.: Die Crustacea Decapoda aus der „Fossilschicht" von Salzburg (Tiefes Lutetium, Südhelvetikum). – Ber. Haus der Natur **3,** Salzburg 1972.
VOHRYZKA K.: Geologie der mittleren Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **8,** Wien 1957.
VOHRYZKA K.: Bericht 1957 über die Aufnahmen im Kärntner Anteil der Schobergruppe (Blatt Lienz 179). – Verh. Geol. B.-A. **1958,** Wien 1958.
VOHRYZKA K.: Zur Genese des dichten Magnesits von Kraubath. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **105,** Wien 1960.
VOHRYZKA K.: Die Erzlagerstätten in Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. – Jb. Geol. B.-A. **111,** Wien 1968, a.
VOHRYZKA K.: Zur Scheelitprospektion in Österreich. – Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud. Wien **18,** Wien 1968, b.
VOHRYZKA K.: Hydrogeologie von Oberösterreich. – Linz: Amt d. o.ö. Landesreg., Abt. Wasser- u. Energierecht 1973.
VOHRYZKA K. & E.: Bericht über Aufnahmen auf Blatt Leonfelden (15) in den Jahren 1959 bis 1961. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1960–1962.
VOLLMAYR T.: Die gefaltete Molasse zwischen Iller und Rhein. – Roemeriana **1,** Clausthal-Zellerfeld 1954.
VOLLMAYR T.: Der Auerberg, eine selbstständige Mulde in der Allgäuer Molasse. – Z. Dt. Geol. Ges. **105** (1953), Hannover 1955.
VORTISCH W.: Über schichtparallele Bewegungen (Kammerkehr-Sonntagshorngruppe und Osterhorngruppe). – Zbl. Min. Geol. Paläont. Abt. B **1937,** Stuttgart 1937.
VORTISCH W.: Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. II. Teil (Kendelbach). – N. Jb. Min. etc., Abh. **91 B,** Stuttgart 1950.
VORTISCH W.: Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. IV. Teil (Hangendgebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **98,** Stuttgart 1953.
VORTISCH W.: Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. I. (2. Aufl.). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **102,** Stuttgart 1955.
VORTISCH W.: Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. V. Teil (Wetzsteingraben). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **109,** Stuttgart 1960.
VOZÁR J.: Der permo-mesozoische Vulkanismus in den Westkarpaten und Ostalpen. – Geol. Práce **44–45,** Bratislava 1968.
WAAGEN L.: Die Erdölbohrung bei Mooskirchen in der Steiermark. – Allg. österr. Chemiker- u. Techniker-Z. **44,** Wien 1926.
WAAGEN L.: Die Bohrung auf Erdöl in der Gemeinde Mooskirchen, Steiermark. – Montan-Zeitung f. Österreich, Ungarn u. d. Balkanländer **34,** Wien – Graz 1927.
WAAGEN L.: Exposé über die Erdölhöffigkeit der Gegend von Mooskirchen, Steiermark. – Unveröffentl. Ber., Wien 1938. (Erdöl-Archiv d. Geol. B.-A.)
WÄHNER F.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal, 1. Tl.; 2. Tl. – Leipzig–Wien: F. Deuticke 1903/1935.
WAGNER G.: Rund um Hochifen und Gottesackergebiet. – Öhringen: Hohenlohesche Buchhandlung (F. Rau), 1950.
WAGNER L.: Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Bekken. – Wien 1970. Diss., Phil. Fak., Univ. Wien.
WALACH G.: Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordostsporns der Zentralalpen I: Magnetische Traverse 1 (Neunkirchen – Hochwechsel – Pöllauer Bucht). – Z.-A. f. Meteorol. u. Geodyn. Publ. **215,** Wien 1977, a.

WALACH G.: Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordostsporns der Zentralalpen. – In: Geodynamics and geotraverses around the Alps (BÖGEL H., Hrsg.). – Salzburg 1977, b.

WALDE D., SPRINGHORN R. et al.: Zur Geologie in der Umgebung der Heidelberger Hütte. – Sonderdruck d. Deutschen Alpenvereins, Sektion Heidelberg. – Heidelberg 1977.

WALDMANN L.: Das Südende der Thayakuppel. – Jb. Geol. B.-A. **72,** Wien 1922.

WALDMANN L.: Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg – Sigmundsherberg. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abt. **I, 61** (1924), Wien 1925.

WALDMANN L.: Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Katagesteinen des nordwestlichen Waldviertels. – Mitt. Geol. Ges. Wien **20,** Wien 1927.

WALDMANN L.: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. – Mitt. Geol. Ges. Wien **21,** Wien 1928.

WALDMANN L.: Ein cordieritreicher Kinzigit vom Rieserferner Tonalit in Osttirol. Moldanubisches und ostalpines Grundgebirge. – Mitt. Geol. Ges. Wien **22,** Wien 1929.

WALDMANN L.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Drosendorf (4455), Horn (4555), Ottenschlag (4654), Krems (4655), Enns (4753), Ybbs (4754), Ottenschlag (36) und Spitz (37) in den Jahren 1947–1964, 1966–1969. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1948–1965, 1967–1970.

WALDMANN L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. – In: Geologie von Österreich (SCHAFFER F. X., Hrsg.). – 2. Aufl. – Wien: Deuticke 1951.

WALDMANN L.: Studien über ältere Eisensteinbaue im nördlichen Waldviertel. – Verh. Geol. B.-A., Sh. **C,** Wien 1952.

WALDMANN L.: Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. – Verh. Geol. B.-A., Sh. **E,** Wien 1958.

WALLISER O. H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch. **85,** Wiesbaden 1957.

WALLISER O. H.: Conodonten des Silurs. – Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch. **41,** Wiesbaden 1964.

WALSER P.: Zur Wirtschaftlichkeit der Bleiglanz-Zinkblende-Flußspat-Lagerstätte der Achselalm bei Hollersbach/Salzburg. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **122,** Wien 1977.

WANNER E.: Die Schütterkarte der Schweiz.-Jahresbericht **1932** d. Erdbebendienstes d. Schw. M. Z. A., Zürich 1933.

WARCH A.: Carditaschiefer und Tuffe aus den zentralen Gailtaler Alpen. – Carinthia **II 75,** Klagenfurt 1965.

WARCH A.: Weitere triassische Tuffe und Tuffite in den zentralen Gailtaler Alpen. – Carinthia **II 76,** Klagenfurt 1966.

WEBER E.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Roßfeldschichten und ihrer Fauna. – N. Jb. Miner. etc. Beil.-Bd. **86,** Stuttgart 1942.

WEBER F.: Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal. – Mitt. Geol. Ges. Wien **51** (1958), Wien 1960.

WEBER F. & KOSTELKA L.: Geophysikalische Prospektion von Antimonit bei Schlaining im Burgenland. – Schr. Ges. Deutsch. Metallh. Bergl. **24,** Clausthal–Zellerfeld 1972.

WEBER L.: Alter und Genese der Eisenspat-Eisensilikatvererzung im Westteil der Gollrader Bucht (Stmk.) – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **122,** Wien 1977.

WEBER L., PAUSWEG F. & MEDWENITSCH W.: Zur Mitterberger Kupfervererzung. – Mitt. Geol. Ges. Wien **65** (1972), Wien 1973.

WEGMANN E.: Über gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke. – Geol. Rundschau **41,** Stuttgart 1953.

WEGMANN E.: Stockwerktektonik und Modelle von Gesteinsdifferentiation. – Geotekt. Symp. H. Stille (LÜTZE F., Hrsg.). – Stuttgart: Enke 1956.

WEHRLI H.: Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. – Jb. Geol. B.-A. **78,** Wien 1928.

WEIGEL O.: Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. – Jb. Geol. B.-A. **87,** Wien 1937.

WEIN G.: Die Tektonik von Südosttransdanubien. – Jb. Geol. B.-A. **111,** Wien 1968.

WEIN G.: Tektonische Skizze des mit Neogen bedeckten NW-Teiles von Transdanubien. – All. Földt. Intez. Jelent. az **1969,** Évröl, Budapest 1971.

WEIN G.: Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. – Jb. Geol. B.-A. **116,** Wien 1973.

WEINBERGER L.: Gliederung der Altmoränen des Salzachgletschers östlich der Salzach. – Z. Gletscherkde Glazialgeol. **1,** Innsbruck 1950.

WEINBERGER L.: Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Atterseezweige des Traungletschers. – Verh. Geol. B.-A. **Sh. D,** Wien 1955.

WEISS E. H.: Zur Petrographie der Hohen Wildstelle (Schladminger Tauern). – Joann. Min. Mitt. **2,** Graz 1958.

WEISS F.: Die Blei-Silberlagerstätte von Ramingstein. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **96,** Wien 1951.

WEISSENBACH N.: Zur Seriengliederung und Mineralisationsabfolge des Kristallins im Gipfel der Saualpe. (Die geol. Neuaufnahme d. Saualpenkristallins 5). – Carinthia **II 73,** Klagenfurt 1963.

WEISSENBACH N.: Vorlage der Manuskriptblätter der geologischen Karte der Saualpe in Kärnten. – Nachr. Dt. Geol. Ges. **2,** Hannover 1970.

WEISSENBACH N.: Kristallisation, Deformation und Polymetamorphose im Saualpenkristallin. – Clausth. Geol. Abh. Sdbd. **1,** Clausthal-Zellerfeld 1975.

WEISSENSTEINER G.: Neue Mineralfunde aus dem Bereich der Kor- und Saualpe, Steiermark bzw. Kärnten. – Karinthin **63,** Knappenberg/Salzburg 1970.

WEISSENSTEINER G.: Hessonit und Vesuvian in der Koralpe. – Die Eisenblüte **1,** Leoben 1975.

WENDT J.: Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **132,** Stuttgart 1969.

WENDT J.: Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1970,** Stuttgart 1970.

WENDT J.: Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. – Palaeontographica **A 136,** Stuttgart 1971, a.

WENDT J.: Die Typlokalität der Adneter Schichten (Lias, Österreich). – Ann. Inst. geol. Hung. **54,** fasc. 2, Budapest 1971, b.

WENGER H.: Die Scheelitlagerstätte Tux. – Radex-Rundschau **1964,** Radenthein 1964.

WENINGER H.: Die österreichischen Flußspatvorkommen. – Carinthia **II 79,** Klagenfurt 1969.

WENK E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. – Schweiz. Min. Petrograph. Mitt. **14,** Zürich 1934.

WENK E.: Einige Besonderheiten des unterostalpinen Kristallins im Unterengadin. – Eclogae Geol. Helv. **55,** Basel 1962.

WERNECK W. L.: Versuch einer Übersichtsdarstellung ur- und frühgeschichtlicher Kulturpflanzenfunde im Ostalpenraum. – Jb. OÖ. Musealver. **115,** Linz 1970.

WERNECK W. L.: Faziesdifferenzierung und Erzvorkommen im oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen zwischen Traun und Enns (Oberösterreich). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **119,** Wien 1974.

WESSELY G.: Geologie der Hainburger Berge. – Jb. Geol. B.-A. **104,** Wien 1961.

WESSELY G.: Ein Fossilfundpunkt im Lias von Groisbach (N.-Ö.) und seine geologische Stellung. – Verh. Geol. B.-A. **1967,** Wien 1967.

WESSELY G.: Rand und Untergrund des Wiener Beckens – Verbindungen und Vergleiche. – Mitt. Geol. Ges. Wien **66–67** (1973–1974), Wien 1975.

WESTRUP J.: Das Fenster von Gerstruben und seine tektonische Stellung in den Allgäuer Kalkalpen. – Geologica et Palaeont. **1,** Marburg/L. 1967.

WESTRUP J.: Geologie der südlichen Lechtaler Alpen zwischen Schnann und Imsterau (Tirol). – Marburg/L. 1970. – Diss., Nat.-wiss. Fak., Univ. Marburg/Lahn.

WEYNSCHENK R.: Beiträge zur Geologie und Petrographie des Sonnwendgebirges (Tirol), besonders der Hornsteinbreccien. – Schlern-Schriften **59,** Innsbruck 1949.

WHITTINGTON H. B. & HUGHES C. P.: Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution. – Phil. Trans. Roy. Soc. London **B 263,** London 1972.

WICHER C. A. & BETTENSTAEDT F.: Die Gosauschichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. – Paläont. Z. **30,** Sh., Stuttgart 1956.

WIEDMANN J.: Upper Triassic Heteromorph Ammonites. – In: Atlas of Palaeobiogeography (HALLAM A., Hrsg.). – Amsterdam: Elsevier 1973.

WIEDMANN J.: Zum Problem der Definition und Abgrenzung von Obernor (Sevat) und Rhät. – Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss. **2,** Wien 1974.

WIESENEDER H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. – Min. Petr. Mitt. **N. F. 42,** Leipzig 1932, a.

WIESENEDER H.: Petrographisch-geologische Untersuchungen in den Niederen Tauern. – Anz. Akad. Wiss. Wien **69,** Wien 1932, b.

WIESENEDER H.: Aufnahmsbericht für 1938 über Blatt Gröbming – St. Nikolai (5052). – Verh. Geol. B.-A. **1939,** Wien 1939, a.

WIESENEDER H.: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. **N. F. 50,** Leipzig 1939, b.

WIESENEDER H.: Die Alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. – Geol. Rundschau **52,** Stuttgart 1962, a.

WIESENEDER H.: Zur Petrologie der Flyschgesteine des Wienerwaldes. – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962, b.

WIESENEDER H.: Die Erdöl-Muttergesteinsfrage im Wiener Becken. – Erdöl-Z. **80,** Wien 1964.

WIESENEDER H.: Zur Petrologie der ostalpinen Flyschzone. – Geol. Rundschau **56,** Stuttgart 1967.

WIESENEDER H.: Genesis und Speichereigenschaften des alpinen Hauptdolomites. – Erdöl-Erdgas-Z. **84,** Wien–Hamburg 1968.

WIESENEDER H.: Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österr. Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971.

WIESENEDER H.: Neue Aspekte zur Geochemie der Erdöl- und Erdgaslagerstätten des Wiener Beckens. – Mitt. Geol. Ges. Wien **65** (1972), Wien 1973.

WIESENEDER H. & FREILINGER G.: Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. – Geol. Rundschau **65,** Stuttgart 1976.

WIESENEDER H. & SCHARBERT S.: Rock formations and metamorphism in the Eastern Part of the Austrian Central Alps. – In: Geodyn., Geotrav. around the Alps, München 1977.

WIJMSTRA T. A.: Palynology of the first 30 metres of a 120 M deep section in Northern Greece. – Acta Botanica Neerlandica **18,** Amsterdam 1969.

WILLE U.: Zur Altersstellung zweier Rudistenriffe in der Gosau der südlichen Osterhorngruppe. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. **I, 100,** Wien 1963.

WILLE-JANOSCHEK U.: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A. **109,** Wien 1966.

WINKLER A.: Die Verbreitung der eklogitischen Gesteine von Gressenberg bei Schwanberg, Weststeiermark. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. **96,** Graz 1966.

WINKLER H. G. F.: Genese der metamorphen Gesteine. – 2. Aufl. – Berlin–Heidelberg–New York: Springer 1967.

WINKLER H. G. F.: Temperaturen und Drucke bei der regionalen Metamorphose: Prinzipielle und praktische Hinweise. – Geol. Rundschau **65,** Stuttgart 1976.

WINKLER-HERMADEN A.: Über Studium in den inneralpinen Tertiärablagerungen und über deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien **137,** Wien 1928.

WINKLER-HERMADEN A.: Die Kohlenlager Österreichs, ihre geologische und wirtschaftliche Bedeutung. – Z. Dt. Geol. Ges. **88,** Berlin 1936.

WINKLER-HERMADEN A.: Über geologischen Bau und Erdölhöffigkeit im Oststeirischen Becken. – Unveröffentlichtes geologisches Gutachten, September 1943. (Erdöl-Archiv d. Geol. B.-A.)

WINKLER-HERMADEN A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. – In: Geologie von Österreich (SCHAFFER F. X., Hrsg.). – 2. Aufl. – Wien: Deuticke 1951.

WINKLER-HERMADEN A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. – Wien: Springer 1957.

WINKLER-HERMADEN A. & RITTER W.: Erhebungen über artesische Wasserbohrungen im steirischen Becken unter Berücksichtigung ihrer Bedeutung für die Tertiärgeologie. – Geol. u. Bauw. **17,** Wien 1949.

WITTMANN H.: Eine Naturkatastrophe im Lavanttal. – Carinthia **I 142,** Klagenfurt 1952.

WOILLARD G. M.: Grande Pile Peat Bog: A Continuous Pollen Record for the Last 140,000 Years. – Quaternary Research **9,** New York 1978.

WOLDSTEDT P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. – 2 Bde. Stuttgart: F. Enke 1958.

WOLETZ G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. – Jb. Geol. B.-A. **94,** Wien 1950.

WOLETZ G.: Schwermineralanalysen von Gesteinen aus Helvetikum, Flysch und Gosau. – Verh. Geol. B.-A. **1954,** Wien 1954.

WOLETZ G.: Zur schwermineralogischen Charakterisierung der Oberkreide- und Tertiärsedimente des Wienerwaldes. – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962.

WOLETZ G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A. **106,** Wien 1963.

WOLETZ G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. – Geol. Rundschau **56,** Stuttgart 1967.

WOLETZ G.: Zur Differenzierung der Kalkalpinen Unterkreide mit Hilfe der Schwermineralanalysen. – Verh. Geol. B. A. **1970,** Wien 1971.

WOLFF H.: Fazies-Gliederung und Paläogeographie des Ladins in den bayerischen Kalkalpen zwischen Wendelstein und Kampenwand. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **143,** Stuttgart 1973.

WOLFF M.: Sporenstratigraphische Untersuchungen im „Randcenoman" Oberbayerns. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1963,** Stuttgart 1963.

WOLLAK O.: Geologie der Blei-Zinkerzlagerstätten im Paläozoikum von Graz. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb. **78,** Leoben 1930.

WOPFNER H.: Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopf-Gebietes (Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **100,** Stuttgart 1954.

WORSCH E.: Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. – Carinthia **II 47,** Klagenfurt 1937.

WUNDERLICH H. G.: Ablauf und Altersverhältnis der Tektonik- und Metamorphosevorgänge in Bündner Schiefern Nordtessins und Graubündens. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-nat. Kl. **7,** Göttingen 1958.

WURM G.: Petrographie, Metamorphose und Tektonik der Glimmerschiefergruppe in der südöstlichen Saualpe. Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **18** (1967), Wien 1968.

The Geologist's Year Book 1977. – Poole: Dolphin Press 1977.

ZACHER W.: Fazies und Tektonik im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. **N. F. 44,** Stuttgart 1962.

ZACHER W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8430 Füssen (ersch. 1962 mit Profiltaf.). – München: Bayer. Geol. L.-A. 1964.

ZACHER W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt 8429 Pfronten (1963 mit Profiltaf.). – München: Bayer. Geol. L.-A. 1966, a.

ZACHER W.: Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc. **6,** München 1966, b.

ZACHER W.: Das Helvetikum zwischen Rhein und Iller (Allgäu-Vorarlberg). – Geotekton. Forsch. **44,** Stuttgart 1973.

ZAGWIJN W. H. & PAEPE R.: Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. – Eiszeitalter u. Gegenwart **19,** Öhringen/Würtemberg 1968.

ZAILER V.: Die Entstehungsgeschichte der Moore im Flußgebiete der Enns. – Z. f. Moorkultur und Torfverwertung **8,** Wien 1910.

ZANETTIN B. (Coord.): Merano 1:100.000. – 2e ed. – Carta geol. d'Italia. f. **4,** Roma 1970.

ZANETTIN B.: Recent Geological Investigation in Southern Tyrol – Alto Adige, Eastern Alps. – Verh. Geol. B.-A. **1971,** Wien 1971.

ZANFERRARI A.: On the occurrence of a Permo-Scythian syncline outcropping in the middle Lesachtal along the Gailtal line (Carinthia, Austria). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1976,** Stuttgart 1976.

ZANKL H.: Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **113,** Hannover 1962.

ZANKL H.: Zur mikrofaunistischen Charakteristik des Dachsteinkalkes (Nor/Rhät) mit Hilfe einer Lösungstechnik. – Verh. Geol. B.-A. Sh. **G,** Wien 1965.

ZANKL H.: Holothurien-Sklerite aus dem Dachsteinkalk (Ober-Trias) der nördlichen Kalkalpen. – Paläont. Z. **40,** Stuttgart 1966.

ZANKL H.: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. – Geol. Rundschau **56,** Stuttgart 1967.

ZANKL H.: Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. – Abh. Senckenberg. naturf. Ges. **519,** Frankfurt/M. 1969.

ZAPFE H.: Paläobiologische Untersuchungen an Hippuritenvorkommen der nordalpinen Gosauschichten. – Verh. Zool.-Bot. Ges. Wien **86/87,** Wien 1937.

ZAPFE H.: Die geologische Altersstellung österreichischer Kohlenlagerstätten nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnis. – Berg.- u. Hüttenmänn. Mh. **101,** Wien 1956.

ZAPFE H.: Faziesfragen des nordalpinen Mesozoikum. – Verh. Geol. B.-A. **1959,** Wien 1959.

ZAPFE H.: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). I. Beobachtungen über das Verhältnis der Zlambachschichten zu den Riffkalken im Bereich des Großen Donnerkogels. – Verh. Geol. B.-A. **1960,** Wien 1960.

ZAPFE H.: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachstein, Oberösterreich). IV. Bisher im Riffkalk des Gosaukammes aufgesammelte Makrofossilien etc. – Verh. Geol. B.-A. **1962,** Wien 1962.

ZAPFE H.: Das Meer der alpinen Gosauformation. – Veröff. Naturhist. Mus. Wien **N. F. 5,** Wien 1964.

ZAPFE H.: Die Fauna der Zlambach-Mergel der Fischerwiese bei Aussee, Steiermark. – Ann. Naturhist. Mus. Wien **71,** Wien 1967, a.

ZAPFE H.: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). VIII. Fragen und Befunde von allgemeiner Bedeutung für die Biostratigraphie der alpinen Obertrias. – Verh. Geol. B.-A. **1967,** Wien 1967, b.

ZAPFE H.: Index Palaeontologicorum Austriae. – Catalogus fossilium Austriae **15,** Wien: Österr. Akad. Wiss. 1971, a.

ZAPFE H.: Die Stratotypen des Anis, Tuval und Nor und ihre Bedeutung für die Biostratigraphie und Biostratinomie der alpinen Trias. – Anales inst. geol. publ. Hungar. **54,** fasc. 2, Budapest 1971, b.

ZAPFE H.: Mesozoikum in Österreich (Überblick über die stratigraphische Forschung 1963–1972). – Mitt. Geol. Ges. Wien **65** (1972), Wien 1973.

ZAPFE H. (Hrsg.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. – Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss. **2,** Wien–New York: Springer 1974.

ZAPFE H. (Hrsg.): Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. – Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss. **4,** Wien–New York: Springer 1978.

ZAPFE H. & SEDLACEK M.: Kristallin- und Eruptivscherlinge im Flysch bei Hütteldorf. – Verh. Geol. B.-A. **1937,** Wien 1937.

ZÁTOPEK A. & BERÁNEK B.: Geophysical Synthesis and Crustal Structure in Central Europe. – Studia geoph. et geod. **19,** Praha 1975.

ZEIL W.: Beiträge zur Kenntnis der Deutenhausener Schichten (Subalpine Molasse Oberbayerns). – Geol. Bavarica **17,** München 1953.

ZEIL W.: Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. – Geologica Bavarica **20,** München 1954.

ZEIL W.: Die Kreidetransgression der Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **101,** Stuttgart 1955.

ZEIL W.: Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **103,** Stuttgart 1956.

ZEIL W.: Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun. – Z. Dt. Geol. Ges. **111** (1959), Hannover 1959.

ZEIL W.: Zur Frage der Faltungszeiten in den deutschen Alpen. – Z. Dt. Geol. Ges. **113** (1961), Hannover 1962.

ZEIL W. & SCHÜTZ K.: Die Thiersee- und Karwendel-Mulde zwischen Kufstein und Mittenwald. – Int. Sympos. Geodynamik Ostalpen, München 1975.

ZELÍZKO J. V.: Die silurischen Ablagerungen im südwestlichen Teile Mittelböhmens und in den Ostalpen. – Verh. Geol. R.–A. **1909,** Wien 1909.

ZEMANN J.: Zur Kenntnis der Riebeckitgneise des Ostendes der nordalpinen Grauwackenzone. – Tscherm. Miner. Petr. Mitt. **3. F. 2,** Wien 1950.

ZEZULA G.: Die Lessacher Phyllonitzone am Südrand der Schladminger Tauern (Lungau, Salzburg). – Wien 1976, phil. Diss., Univ. Wien.

ZIEGLER J. H.: Lituola grandis (Reuss) aus dem Untermaastricht der Bayerischen Alpen. – Palaeontographica **112,** Abt. **A,** Stuttgart 1959.

ZIJDERVELD J. D. A. & VAN DER VOO R.: Palaeomagnetism in the Mediterranean Area. – In: Implication of Continental Drift to the Earth Sciences (TARLING D. H. & RUNCORN S. K., Hrsg.). – New York: Academic Press 1973.

ZIKA H., SCHIFKO V. & THALMANN F.: Anreicherung des heimischen Eisenerzes – ihre Möglichkeiten und derzeitigen Grenzen. – Montan-Rundschau **20,** Wien 1972.

ZIRKL E. J.: Petrographische Beschreibung der basischen Gesteine aus dem Flysch beim WH. Ratschen bei Kirchdorf an der Krems (O.Ö.). – Verh. Geol. B.-A. **1955,** Wien 1955.

ZIRKL E. J.: Der Melaphyr von Hallstatt. – Jb. Geol. B.-A. **100,** Wien 1957.

ZIRKL E. J.: Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt 184, Ebene Reichenau. – Verh. Geol. B.-A. **1961,** Wien 1961.

ZITTEL K.: Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. – Dkschr. Akad. Wiss., Wien, math.-natw. Cl., **24** (1864), **25** (1866), Wien 1864–1866.

ZÖTL J.: Die hydrogeologischen Verhältnisse des Plabutsch-Kellerbergzuges bei Graz. – Steir. Beitr. z. Hydrogeol. **8/9,** Graz 1958.

ZÖTL J.: Karsthydrogeologie. – Wien–New York: Springer 1974.

ZOJER H.: Untersuchungen der geothermalen Tiefenstufe mittels Temperaturmessungen bei artesischen Brunnen in der Oststeiermark und im südlichen Burgenland. – Verh. Geol. B.-A. **1977,** Wien 1977.

ZOUBEK V.: Zwei Diskussionsbeiträge. A. Geochronologie. B. Das „moldanubische Problem". – In: F. Kossmat-Symposium. – Nova Acta Leopoldina **N. F. 45, 224,** Halle 1976.

ZOUBEK V. et al.: Tectonic Development of Czechoslovakia (Collected papers and the tectonic Map 1:1,000.000). – Prag: Nakladatelství Ceskoslovenské Akademie Ved. 1960.

ZWARTH H. J.: Regional metamorphism in the Variscan orogeny of Europe. – Nova Acta Leopoldina **N. F. 45, 224,** Halle 1976.

6.3. Orts- und Sachverzeichnis

Von TILLFRIED CERNAJSEK

Kursive Seitenzahlen verweisen auf Abbildungen oder Tabellen.

Aalen, *207, 229*
Aarmassiv *10,* 50, *50,* 51, 110
Absdorf 173
Abtenau 550
Abtenauer Becken *39*
Acanthicuskalk *229,* 231
Achensee 547–548
Achenseegebiet 243
Achental 490
Achleiten bei Grein, Quarzbergbaue 541
Achomitz 442
Achsel-Flecktrogalpe, Blei-Zinkvererzung 541
Ackerlhöhe 362, 363
Actaeonellen-Kalke 235, 549
– Nerineensandstein *233*
Adamello 47, 96
Adelholzener Entwicklung 200
– Schichten 191, *193,* 201, 204
Aderklaa 500, 502
Aderklaa (Gaslagerstätte im Hauptdolomit) 566
Aderklaa (Öl- und Gasfeld) 565, *568*
Aderklaaer Konglomerat 457, *461*
– Schichten 457, *461*
Adlitzgräben *317*
Adlitzschuppe 316
Admont *252,* 495, 592
–, Erdbeben in *513, 514,* 523, 524
Admonter Schuppenzone *246,* 254
Adnet 228, 544
Adneter Kalk 29, 228, *229, 406,* 417
– Marmor 543, 544
– Schichten *39*
– Wende 29
Adriatische Platte 423, 424
Adula-Decke 292
Aeladecke 109
Ältestpleistozän *58,* 65
Aflenz 287
Aflenz/Leibnitz 543
Aflenzer Becken 540
– Fazies 25, 221, 262
– Kalke 226, 256
– Stein 468
Afling U1 (Bohrung) 91, 400, *401,* 548, 571, *573*
Agathakalk 231
Agsbachschichten 194, *197,* 198, 211
Ahnherrnschloß 390
Ahornkern *303,* 309
Aiblkogel 387
Aichfeld 591
Aigen/Mühlviertel *124,* 137, 542, 581
Aiguilles Rouges *50*
Aiterbachtal 585
Alaun 226
Alb 40, 41, 191, *192, 196, 229,* 232, 234
Alberschwende *187*
Albrechtsberg 123
Alexenau 201
Alexenauer Bach 201
Algenkalk 222
Algenriffe 28
Alland 258, 259
Alleröd *62,* 63, 493, 497
Allgäu *142,* 150, *187, 196*
– Decke 88, 92, 94, *238,* 240, 241, 243, 245, *246, 261*
– Frankenfelser Deckensystem 230, 232
– Schichten 29, *39,* 227, 228, *229,* 230, *298, 299, 406, 415*
– Wendung 185
Allgäuer Alpen 240
Allgäuer Hauptmulde 240
Allochthonie 112, 218
Almhausserie *392,* 394, *401*
Almtal 204, 205, 484, 494, 543
Alpbachschiefer 184, *187,* 188, *298*
Alpeiner Scharte 301, 533
Alpen *58*
–, altalpidische 23
–, Nordostsporn 321
– Nordrand (tektonischer) *146, 156, 157*
– Ostende *329*
Alpenbühel 356
Alpenrheintal 184
Alpenvorland *58,* 71, 81, 84, *99,* 117, 541, 581–585
Alpidische Metamorphose *46,* 109, 307
– Störungszonen 108
Alpin-dinarische Naht 426
Alpiner Verrucano 3, 22, 108, 219, *224,* 266, *270,* 307, *312, 313,* 316, 318, 328, *329, 346,* 350, 403, *406*
Alplspitze 413
Alpseegebiet 243
Alpweg Kopf *187*
Alt- bis Jungalpidische Subduktion *75*
Altalpidikum 35–48, *46*
Altalpidische Bewegungen 113
– Gebirgsbildungen 33
– Kalkalpen 72, 114
– Metamorphose 5, 105, 107
Altaussee 532, 544
Altberg 420
Altenberg *499*
Altenberger Granit 134
Altenburg 126
Altenhofen (Ktn.) 496
Altenmarkt im Thale 1 (Bohrung) 170, *171,* 172, 175
– Ennstal 494
– Triesting 258, 259
Altenmarkter Schichten 172
Altes Dach 3, *302,* 303, 308
– Ereignis *12*
Althöflein (Gasfeld) *568*
Althofener-Gruppe *354*
– Schichten 381
Altkristallin 3, 6, *10,* 16, *17–19,* 106, 265, *268,* 278, 301, 303, 308, 351, 356, 359, 371, 408, 409
–, ostalpines 363
Altlengbacher Schichten 195, *196,* 198, *202,* 210
Altlichtenwarth-Neuberg (Gasfeld) *568*
Altmannbank 181
Altmanns 173
Altmannschichten *192*
Altmannser Grobsande *171,* 173
Altmoravische Phase 132
Altpaläolithikum 68
Altpaläozoikum, metamorphes 83
Altpleistozän *58,* 64, 65
Altrohr 537
Altruppersdorf *552*
Altsavische Dislokationsphase 51
Altsteinzeit, jüngere *62*
Altsteirische Dislokationsphase 53
Alttertiär 35–48, *43, 151, 165, 171,* 190, *196, 197,* 198, 201, 206, 231, 232–236, *233, 461, 466,* 548
Alttertiär, mürbsandsteinführendes 198, 201
Alveolinenschichten *193*
Am Sprung 387
Amaliendorf 542
Amden-Wildhaus 185
Amdener Mergel *180, 187*
– Schichten 42, 181, *192, 193,* 547
Ameis 457
Ameis (Gasfeld) 564, *569*
Ameis 1 (Bohrung) *156, 157,* 172, 173
Ameiser Sand *171,* 173
– Süßwasserkalk 458, *461*
Amering-Granitgneis *390*
Amering Kogel 392, 393
– Masse 387
Amersfoort-Interstadial 66
Amlacher Mulde 417
– Wiesen *416*
Ammergauer Alpen 243
– Schichten *229,* 230
Ammergebirge 241
Ammonitenkalke *415*
–, rote 30, 31, 414
Ammonitico rosso *426*
Ampass *553*
Ampasser Konglomerat 490
– Schieferkohlen 491
Amphiporendolomite 398
Amphisteginenmergel 458, *461*
Amstetten *156,* 164, 500
Andersdorf *552*
Andesit *39,* 47, 115, *466,* 471
Andesitische Eruptivgesteine 71
– Vulkanite 103
Andlersdorfer Konglomerat 458, 461
Andorf bei Schärding 542
Andritz 547
– (Grundwasserwerk) 591
– Ursprungquelle 588
Anetsham 584
Anger 24, 395, 400
Anger Kristallingebiet 392–396
Angerbergschichten 154

Angern *552*
Angertalmarmor 302, *311, 312*
Anhydrit 219, 540
Anif 544
Anis *26,* 221–222, 224
Anisbänderkalkmarmor 307
Ankerschlag Revier 547, 548
Ankogel 301, 537
– Gruppe *19,* 300, 301, 534
– -Hochalm-Kern 111
– Mulde 309
Anmoore 554
Annaberg 535, 537
Annabergdecke 259
Annaberger Fenster 90, *252,* 259
– Kalk 221, 223–225, *224*
Anninger 231, *257*
– Mulde *257*
– Scholle 259
Antholzer Granitgneis 351
Anthrazit 91, 341, 548, 549
Antimonerz 536
Antimonit 322, 353, 356, 357
Antonshöhe 68, *203,* 211
Anzing 53, 169
Aonschiefer 223
Apetlon 1 (Bohrung) 573, *573*
Appenzeller Berge 185
Apt *192, 229,* 232
Aptychenkalke 31, 183, *193,* 195, 204, 205, 208, 306, *313*
Aptychenkalkfazies 32
– – Klippe (Neuwaldegger Park) 211
Aptychenschichten 184, 191, *196, 197,* 204, *207, 229,* 230, 232, *298, 406, 415*
Aquifer 574, 575, 578, 580, 581
Arbesthaler Hügelland 499, 500
Ardeschitza Graben 450
Argenfazies 40, 181
Arkoseschiefer 375
– Brekzien-Porphyroid-Serie (ABP-Serie) 318
Arlberg 40, 96, 185, 239, 267, *293,* 297
– Gebiet 91
– Paß 267, *334,* 337
– Schichten *182,* 219, 222, *224*
Arlingbach *382*
Arnfelser Konglomerat 465, *466*
Arnoldstein 426
Arosa-Zone 36–38, 73, 88, 94, 109, 110, 177, *182,* 184, *186, 187,* 188, 238, *238,* 240, 290, 291, *293,* 295, 296, *298, 299, 334,* 336, 337, 587
Arsenal-Terrasse *58, 499*
Arsenkies 295, 535
Artstetten 128, 539
Arve 51
Arzbachgraben 287
Arzberg bei Spitz 531
Arzbergkalk *207*
Arzbergmergel *207*
Arzl/Pitztal 243, 337, 339
Arzwiesen bei Krems 543
Asbest 541
Aschach (Fluß) *124*
Aschach/Steyr 1 (Bohrung) *156,* 562
Aschach/Steyr (Ölfund) *569*
Aspang 319, 539
Aspern 1 (Bohrung) 577
Asphaltschiefer 225
Assilinenschichten 200
Atlantikum 63, 64
–, älteres *62*
–, jüngeres *62,* 69
Attendorf *379*
Attersee *62,* 68, 201, 249, 493
Attnang 162
Atzbach (Gasfeld) *569*
Atzbacher Sande *160,* 162, 584
Atzenbrugg 500
Atzgersdorfer Stein 459, *461*
Au (Bregenzer Wald) *178, 179*
Auberg 167
Aubrigschichten *192*
Auerberg 53, 149, 152
Auerling 375, 386
Auerlinggraben 391
Auernigrhythmus 433
Auernigschichten *14,* 16, 22, 105, 115, 420, 433, 434, 443, 450, 549
Auersbach *463*
Auersbacher Schwelle *463,* 464, *467,* 470
Auersthaler Konglomerat 458, *461*
Aufbruch von Wolfsberg 379
Aufwölbung, Engadiner Fenster *345*
–, Tauernkuppel 116
Augensteinaltlandschaft 51, 155, 481
Augensteine 116
Augensteinschotter 478, 479
Aulacopleurenschichten 430, *431*
Aurach 205
Aurachkirchen 1 (Bohrung) *156*
Aurignacien *59*
Ausbreitungsanomalie 511, 512, 521, 522
Außeralpine Molasse 129
Austrische Phase *38,* 41, 232, 237, 258
Austroalpin 86
Austroalpine Phase 232, 235, 236
Autochthone Massive der Westalpen 85
Autochthones Mesozoikum 83, 94
Autochthonistische Vorstellungen 70, 81
Auwaldschotter, Obere 456, *461*
–, Untere 456, *461*
Axendecke 185
Azurit 377

Baba (Koschuta) 448
– (Steiner Alpen) 451
Bachern *39,* 47, 382
Bachselten 1 (Bohrung) 571, *573*
Bactryllienmergel 222
Bad Aussee 253, 493, 532
– Fischau 544
– Gastein *311,* 534, *582,* 588
– Hall 53, *156,* 161, 164
– Hall (Gaslagerstätte) 569
– Haslach 181
– Ischl 493, 540, 545
– Kleinkirchheim 359, 361
– Leonfelden *125,* 137
– Schallerbach *583,* 592
– St. Leonhard 394, 473
– Tatzmannsdorf 469, 470
– Tölz 92, *99*
Baden 115, *157, 553, 583,* 592
Badener Bruch *157,* 460
– Konglomerat 543
– Tegel 457, 458, *461,* 547
Badstuben 411
Bächental 548
Bäckerberg 205
Bändermergel 159, *160, 165,* 166
Bändertonablagerungen 63
Bändertone *58,* 63, 66, 67, 490
Bäreneckgraben 387
Bärengraben 450
Bärenhöhle von Mixnitz 496
Bärenhöhlen 61
Bärenstein *124,* 137
Bärental 420, 428
– Konglomerat 116, 420, 476
Bahnhofterrasse 504
Bajoc *207, 229*
Bajuvarikum 88, 232, 237, *238,* 245, *246, 253, 293*
Balderschwang 145, 183, 185
Balderschwanger Klippen *196*
Ballensteiner Kalk 330, 545
Bannholzschotter 457, *461*
Bargella-Flysch 240
Barmsteinkalk 231
Barrandei-Kalke 398, 399, 544
Barrandium 139
Barrême *192, 229,* 232
Barroisit 51
Bartbergschichten *196*
Bartholomäberg 267, 337, 344, *345*
Basalt 103, 116, 328, *466,* 545
Basiskonglomerat (Grünbach – Neue Welt) 235
Basisserie mit Rotalipora 183, *187, 196*
Bathon *207, 229,* 230
Bau-Schuppe 316
Baumgarten 169
Baumgarten (Gasfeld) 566
Baumkirchen bei Innsbruck *58,* 63, 66, 67, 490
Baunzen 210, 211
Bausteine 542–544
Bausteinschichten 147, *148, 151*
Bausteinzone 543
Baustoffe 542–547
Bauxit 41, *233,* 234, 258, 538
Bauxitische Tone 234
Bavarikum 121, 135–137, 139
Bayerische Fazies 245
Bayerischer Pfahl 83
– Wald 121, 135, 142
Bayrisch-Nordtiroler Fazies *220*
Becken (inneralpine) 116
– von Gams 45
– von Reichenhall 234
Beckenfazies 24, 29
Beczwa 170
Begunjsčica 449
Behamberg 1 (Bohrung) *156,* 164, *165,* 166, 167, 563
Bellerophondolomit 22, 219, 443, 447, 450
Bellerophonschichten *14, 426, 431,* 435
Bentonit 542
Berchtesgaden 245
Berchtesgadener Decke 88, 237, 245, *247,* 248, 251, *260*
– Fazies *220*
Berg/Hainburg 330

Bergell 297
Bergeller Granit 424
– Massiv 110
– Pluton 297
Bergern 1 (Bohrung) *156, 162*
Bergla *553*
Bergstürze 417
Berndorf *157,* 459
Berndorf 1 (Bohrung) 101, 210, 563, 578
Bernhardsthal (Öl- und Gasfeld) 565, *568*
– 3 a (Bohrung) 457
Bernina-Decke 294
Bernreit 549
Bernstein *98,* 113, 320, *322,* 323, 324, *325,* 535, 544
Bernsteiner Bergland 315
– Fenster 323, 325
Berrias *229,* 230, 232
Beryll 541
Betliskalk 179, 181, *192*
Bettlerjochbrekzie *298*
Bezau 185, 541
Bezegg 185
Biancone *426*
– Kalk 32
Biberkaltzeit 56, *58,* 65
Biegengebirge *438,* 439
Bielschitza *416,* 448, 449, 450
Bihaberg 210
Bildein *553*
Bildstein 148
Bimsstein von Köfels 347
Binderberg 1 (Bohrung) 397, 572, *573, 576,* 577
Binnel Alp *180*
Binnenbecken 53, 54
Birkfeld 316, 395
Birkkarspitze 243
Birnbaum 429
Birnlücke 301
Bisamberg 216
Bisambergbruch *157,* 460
Bischofalm 13
– -Fazies 430
– -Gruppe 430, *431*
Bischofberg 381
Bischofsmütze 249
Bittescher Gneis 83, 123, *124,* 129, 132, *140, 141, 142,* 391, 542
Bitumenmergel 154, 401, 402, 548
Bitumenschiefer 227
Bizau 185
Blanitzer Furche 138
Blasenkogel 374
Blaserdecke 36, 41, 94, 106, *335,* 340, 341, *342, 343, 346*
Blasseneck 279
Blasseneckporphyroid 267, 271, 272, 287
Blassensteinschichten *207*
Blastomylonite 379, *392*
Blaue Serie 459, *461*
Blaugrüne Serie *467,* 470
Blauschiefer 323
Blaustein 439
Bleiberg *412,* 533
Bleiberg-Kreuth 419, 536, 589
Bleiberger Bruch 419
– Erzberg 419
– Talbruch 413
Bleiburg 383
Bleicherhornserie *196*
Bleierze, silberhältige 536
Bleiglanz 531, 535
Bleikogel 249
Bleistättermoor 555
Blei-Zink-Erze 24, 223, 364, 414, 418, 420, 421, 535, 540, 541
Blekova 450
Block-Lagen *58*
– Mergel von Königstetten *165,* 168
– – – Zöbing *171*
– Sande von Königstetten *165,* 168
– Schichten 173
– – vom Heuberg *165,* 168
– – von Mauer b. Melk *165,* 168
Blöcke, exotische 198, 199
Bludenz 240, 546
Blühnbachtal 220, 245, *260*
Blumau 1 und 1 a (Bohrung; Steiermark) 572
Blumau a. d. Wild *130*
Blumauer Einheit 142
Blumauer Granulit 127, 128, *142*
Blutlehme 501
Bockbrekzie *355,* 362
Bockbühelschiefer 361, *406*
Bockfließ 456
Bockfließer Schichten 456, *461*
Boden von Haiming 491
– von Roppen 491
Bodenbildungen, fossile 501
Bodenhütte (Koralpe) *388*
Bodensee 184, *187*
Bodenseebecken, mittleres 53
Bodenseegebiet 489–490
Bodental 428, 443, 450
Bodenunruhe im Jura 29
Böhmerwald 67, 135, 503
– Zone 135, 137
Böhmische Masse 3, 5, *10, 12,* 16, 17, *17, 18,* 71, 73, *74,* 83, 94, *99,* 101, 112, 117, 121–143, 190, *202,* 289, 300, 301, 503, 531, 539, 542, 545, 580, 581, *583*
– Starkbeben 521, 522, 523, 525
Bölling *62,* 63
– Schwankung 492, 493, 497
Böschungsbrüche 593
Bösenstein *98,* 103, 107, 364, *367,* 368–370
Bösensteinkristallin 11, 278, 365
Böses Weibele *416,* 417
Bohrteufen (größte) 558
Bolgenkonglomerat 183, *196*
Bordaglia-Störung 438
Boskowitzer Furche 132
Bosruck-Scholle 254
Bozener Quarzporphyr 22, 94, 115, 383, *426*
Brachiopoden 428
– Fazies 230
– Kalk 228, *229,* 234, 235
Bramhosen-Rutschung 201
Branden 368
Brandenberg *99,* 243, 538, 550
Brandleiten 319
Brandungsplattform 116
Brandungsterrasse 117
Brannenburg 246
Bratschen 300
Braunarlspitz-Schuppe 241
Braunau *156*
Braunauer Schlier *160,* 162
Braunkohle 548, 550, *552, 553*
Braunkohlenbecken 553
Braunsberg 330
Brederis 490
Bregenz 94, *146,* 149, 489
Bregenzerach *178, 179,* 179, 589
– Schichten 183, *192*
Bregenzerwald 40, 177, *178,* 181, 185, 186, *186,* 545, 547, 555
Breitenau (Magnesit) 108, 539
Breitenbrunn 543
Breitenlee (Öl- und Gasfeld) *568*
Breitenstein 417
Breitenwald 319
Breitstetten (Gasfeld) *568*
Brekzien 29, 31, 35, 112, 400
Brennberg *461,* 465, *553*
Brennberger Blockschotter 457, *461*
– Hügelland 452–462
Brenner 111, 300, 301, *302,* 308, 314, *345*
– Furche 300, 310, 332, 340, *342*
– Gebiet 24, 91, 106, 548
– Mesozoikum 24, 25, 30, 36, 94, 106, 108, 340, *343, 345, 346*
Brennkogel *311*
– Decke 111
– Serie 303, *312*
Brenntal 535
Brenntorf 555
Bretstein 364, 365, *367*
Bretsteinserie 364, 365, 381
Brettl-Fenster *252,* 259
Briançonnais 40, 41, 109, 184, 296
Brisisandstein *179, 192*
Brixener Granit 94, *342*
– Granodiorit 424
– Quarzphyllite 436
Brixlegg 244, 534
Brørup-Interstadial 66
Bronzezeit *62,* 69
Bruck/Fuschertal 538
Bruck/Mur *285,* 287, 393, 504, *552,* 592
Brucker Pforte 327, 499
Bruderkogel *367*
Bruderndorf 172
Bruderndorfer Schichten *171,* 172
Brüche (Wiener Becken) 115, 116
Brünner Intrusivmasse 83, 129
Brunhes *58,* 61, 66
Brunn a. Gebirge *257*
Brunnachhöhe 362, 363, 377
Brunnen, artesische 590
Brunngrabenquelle 586
Brunnkirchen *499*
Bubendorf *553*
Buchau 495
Buchberg (Attersee) 201
– /Kamp 126
– Konglomerat *165,* 167
– (Mailberg) 174
– (Saualpe) *379*
Buchdenkmalgranit *203,* 206, *207,* 262
Buchensteiner Schichten *426,* 448, 450, 451
Buchs 490
Buchschachen 206, 549

Bucht von St. Florian *463,* 464, 465, *466,* 468, 473
– von Stallhofen *463,* 464, 465, *466,* 468
Bucklige Welt 315, 326, 588
Budweiser Becken 138, 166
Bühl *58,* 67, 68, 491, 492, 493
Bündner Schiefer 40, *74, 75,* 96, 109, 110, 111, *196,* 292, *305,* 310, *312,* 321
– –, bunte 292, *293,* 294, *298*
– –, graue 292, *293,* 294
Bündnerschieferserie 304, 308, *310*
Bürgenschichten *192*
Bürkelkopf 295, *296,* 297, *298*
–, Ophiolithe *293*
Bürmoos 547, 555
Bürser Konglomerat 489
– Marmor 544
Bundscheckgneise 391
Bundschuh-Gneise 107
– Masse 4, 8, *389, 406*
– Orthogneise 359, 362
Buntdolomit *250*
Bunte Phyllite 267
– Schiefer *197,* 201
– –, obere 195, *196, 197,* 201, 204, 205, 210, 216
– –, oberste 195, *196, 197,* 202, 210
– –, untere 195, *197*
– Serie 122, 123, 127, 139, *141, 142*
Bunter Bronteuskalk *431*
– Jurakalk 230
– Keuper *296, 299,* 316
Buntmergel *39,* 44
Buntmergelserie 33, 42, 50, *50,* 52, 87, 101, 164, 169, 170, *193,* 199, 200, *202,* 204, 206, *207,* 208, 209, 210, 211, 213, 214, 216
Buntmergeltrog 50, 169
Buntsandstein 23, 26, 178, 219, *224, 298, 346,* 537
–, alpiner 221, *224*
Burghausen 585
Burgschrofen *293,* 294
Burgstall 457
Burgstallkogel 402
Buschandlwand-Amphibolit 126
Busental *553*

C-14-Datierung 60, 61, 63, 67, 68
Cáker Konglomerat 113, 321
Calceolaschichten 399
Callov *207, 229,* 230
Calpionellenkalke *298*
Calzit-Kompensations-Tiefe 42
Campan 42–44, *192, 233,* 235, 383, 385, 402, *406, 407*
Campiler Schichten 383, *426,* 447
Campodecke 96, 109
Canisfluh *178,* 181, 185
Cap-rock 574
Caradoc 5, 429
Cardinien-Mergel 228
Cardiola-Niveau *14*
Cardita-Schichten 220, 223, *224,* 383, *406,* 414, 417, 418, 419, 420, 449, 586
– Schiefer, zweiter 421
Carinthischer Schotter *466, 467,* 469
Cassianer Dolomit *426,* 449, 451
– Schichten 383, *426*
Cellon *438,* 439
– Kellerwand-Zug 439
– Profil 429, 549
Cellonetta-Lawinenriß *432*
Ceneri-Zone 424
Cenoman 40, 41, 191, *192, 196, 229*
– Brekzien 184
– Flysch 296
– Klippenzone 205
– Randschuppe 88, 232, *237, 238,* 240, 243, *246, 253,* 254, 259, 262
– Schiefer 40, 217
Cephalopodenkalk 228, 231
– fazies 230
Cerithienschichten 159, *160*
Chiemgauer Schichten 230
Chiemsee 52, 152, 190
Choč-Strážov-System 255
Chondriten 184, 191, 198
Choristocerasmergel 226
Christofberg *354*
Chromerz 533
Chromit *75,* 199
Chromspinell *75,* 295
Churer Lineament 110, 145, 149, 184, 185, 297
Cibicides-Elphidium-Schlier 456, *461*
Cidariskalk 220, 223, 383
Cimpaser 448
Clavulina szaboi-Schichten 201, 205
Clemgia-Schlucht 294
Cochlocerasmergel 226
Coffinit 537
Colospongienkalk *224*
Comelico 13
– Phyllite *431*
Compton-Siebenbrunn Synklinale 418
Congerienschnäbelhorizont *467,* 470
Coniac 41, 42, *192, 196,* 232–235
Cordevol 222
Couches Rouges 33, 35–37, *38,* 40, 41, 110, 181, *182,* 184, *187,* 290, 291, 295, *298, 299*
Covellin 376
Craist Ota *293*
Craniensandstein *193*
Crinoiden 292
– Brachiopodenfazies 228
– Brachiopodenkalk 230
Crinoidenkalk 29, 417, *426, 431*
– fazies 231
Csaterberg 325
Cyclammina-Bathysiphon-Schlier 456, *461*
Cystoideenkalke 279, 280

Dachbergschotter 473
Dachskogel 204
Dachstein 25, 489, 493, 495, 580, *583,* 586, 587
– Decke 88, 237, 245, *247,* 251, 252, *260*
– Dolomit *26, 224,* 449
– Kalk *27,* 28, 220, 225, 226, *426,* 449, 450, 538, 543–546
– Kalk, gebankt *224*
– Kalkfazies *27,* 114, 220, 223, *224,* 225
– Masse 245, 251, 252
– Massiv 249
– Riffkalk *26, 224,* 225, 226
Dan *232*
Dasycladaceenkalk 223
Daun *58,* 63, 68, 491, 492, 493
Davenna-Gruppe 239
– Scholle 240
Daz 575
Debanttal 351
Deckenbau 70, 81, 83, 400, 419
–, Flyschzone 87, 190
–, Kalkalpen 88
–, variszischer 105, 142, 286
–, vorgosauischer 36
Deckengebirge, variszisches 115
Deckenlehme 547
Deckenschotter *58*
–, älterer *58,* 65, 485, 491, 493, 494, *499*
–, jüngerer *58,* 65, 492, 494, *499*
Deckensystem, oberostalpines 397
Deckschollen, kalkalpine 204, 206
Defereggental 108, 349
Deferegger Alpen 6, 348–351
– Störung 349, 350
Deformation, alpidische 408
Dekorstein 543, 544
Dellach *441*
Dellacher Alm *437*
Deltaschotter *58,* 66
Dendrochronologie 60
Denekamp-Interstadial 66
Desselbrunn (Gasfeld) *569*
Deutenhausener Schichten 84, 147, *148, 151*
Deutsch-Altenburg *59,* 499
Deutsch-Schützen 553, *553*
Devon 6, 8, 12, 129, 142, *270,* 281, 288, *354,* 380, *398, 399,* 426, *431*
– Kalke 441
– Schuttkalk 441
Dexelbach 201
Diabas *196,* 199
Diabaszug von Eisenkappel 409
Diaphthorese 352, 395, 396, 411
Dickenberg 421
Didamskopf 181
Diendorf/Kamp 138
Diendorfer Blattverschiebung 169, 175
– Störung 128, 132, 138, *140, 141,* 523
Dienten 265, 267, *277*
Dientener Schiefer 272, 276, 277
Diepoldsauer Rheinschlinge 547
Dietach (Gasfeld) *569*
Diex *379*
Dimonfazies 438
Diorite *124,* 133, 135, 137, *140,* 542
Dioritporphyrite 134
Diphyoideskalk 181, *192, 229*
Discocyclinenmergel 159, *160*
Diskordanzen, variszische 435
Disthen 379, 387, 540
Dobra *130, 135*
– Gneis 122, *124,* 127, 139, *140, 141*
Dobranbergschotter 476
Dobratsch (s. auch Villacher Alpe) 107, 410, *412,* 414, *416,* 417, 418, 448, 449, *452*

– Erdbeben 417
Dobratschüberschiebung 418
Dogger 29, *171,* 178, 228–230, *229, 296, 298,* 417, *426*
– Fleckenmergel *229,* 230
– Kalke 195
– Kieselschiefer 230
– Posidonienschiefer *229,* 230
Dolomit 545
– Kieselschiefer-Komplex 272, 273, 276
– Sandstein-Folge 12, 398
Dolomiten 424, *427, 434*
Dolomitfazies 115
Dolomitschlierenkalk 307, *313*
Donau *98, 124,* 127, *131, 156, 157,* 164, 169, 485, 488, 494, 495, 497–503, 580, *583,* 585, 589
– Bruch 216
– Kaltzeit 56, *58,* 65
– Störung 135, 137, 138
Donaufeld 501
Donauraum 498–502, 504
Donnersalpe-Hoheneck 286
Donnersbach 365, *367*
Donnersbachtal 364
Dorfertal 544
Dornbirn 145, *146,* 181, 185, 545
Dornbirn 1 (Bohrung) 145, *146, 148, 149, 187,* 490, 558, 560, 578
Dornbirner Ache 179, 589
Dornerkogel-Gruppe *400*
– Schichten 400
Drachenhöhle bei Mixnitz *58*
Drau *98, 382,* 476, 489
Draugletscher 117, 381
Draugraben 103
Draugstein *98*
Draulinie 103
Drautal 352–356, 371, 378, *406,* 496–497, 536, *582,* 592
Drautalstörung 348, 371
Drauzug 21, 23, 25, 33, 36, 41, 72, 86, 89, 90, 105, 106, 114, 222, 223, *355,* 356, 405–425, 426, 448, 449, 536, 544, 545
Draxlehner Kalk 225
Drei Türme *182*
Dreiangelserie *192*
Dreieichen bei Horn 540
Dreiherrnspitz 300
Dreischwestern-Scholle 240
Dreisessel Berg *124*
Dreistetten 538
Dreulach 442
Dritter Sedimentationszyklus im Wiener Becken 457–460
Drosendorf 123, 127, *130, 140,* 531
Drosendorfer Einheit 139, *140*
– Fenster 127, 128, *142*
Droß/Krems 172, 542
– Lengenfeld 126
Drusberg-Mergel *180*
– Schichten 32, 178, *179,* 181, *192, 193*
Dryas *62*
–, ältere *62,* 63, 493
–, älteste *62,* 493
–, jüngere *62,* 63, 65, 493
Ducan 24
– Landwasser *334, 345*
– Mulde 336
– Trias 108, 109, *346*
Dünnbankige Zementmergelbasisschichten *197*
Dünser Horn *187*
Dürnstein 374, *499*
Dürre Ager 201
– Laudach 204, 205
– Wand *98,* 101
Dürrenstein 255
Dürrkogel *317*
Dürrnberger Salzberg 248
Dultschichten 398
Dunkelsteiner Granulit 128
– Wald 128, *131,* 168, 580
Dynamometamorphose 128

Ebenau *467,* 470
Ebenfurth-Hornsteiner Beben *510,* 511, *514*
Ebensee 545, 546
Ebenthal (Öl- und Gasfeld) *568*
Eberstallzell (Öl- und Gasfeld) *569*
Ebersteiner Trias 89, 107, *355,* 383, *406*
Ebreichsdorfer Beben *514*
Ebriach 545
Ebriacher Diabaszug 428
Ebriachtal 409
Echernstand 493
Echerntal *250*
Echinodermenspatkalk 228
Eckwirtschotter *466,* 468
Edelserpentin 321, 544
Edigon 438
Edling 383
Edlitz 1 (Bohrung) 572, *573*
Eferding *125,* 541, 547, *583*
Eferdinger Becken 584, 585
Egenstein 205
Egesen-Stadium *58,* 68, 491, 492, 493
Egg 145, *146*
Egg-Sibratsgfäll 183
Eggbergserie *196,* 292
Eggelsberg (Gasfeld) *569*
Eggenburg *130, 157,* 170, 173, 540
Eggenburger Granit 123, 545
– Schichten s. l. *171,* 173
Eggenfeld *398*
Eggenkofel 417
Eggeralm 441
Eggersdorf 547
Eggschichten 147
Ehrwaldite 230
Eibel 373
Eiberg bei Kufstein 546
Eibiswald 462, *463*
Eibiswalder Bucht *463,* 464, 465, *466*
Eibiswalder Schichten *553*
– –, mittlere 465, *466,* 553
– –, obere 465, *466*
– –, untere 464, *466,* 553
Eichbergkonglomerat *165,* 168
Eichelberg-Störung 372
Eichenberg 149
Eichholztobelserie *196*
Eichhorner Tiefscholle *455,* 457, 458, 460
Eichkogel 116, 459
– Bruch *157,* 460
Eichwaldschotter 65, 491, *499*
Eidechsspitze *310*
Eingleittektonik, jurassische 105
Einstein-Halbklippe 241, *261*
Eisenberg 325, 397
Eisendolomit 295, *299,* 306, 341
Eisenerz 532
Eisenerz (Ortschaft) 7, 12, 13, 256, 267, 272, 286
Eisenerzer Alpen 7, 278–287
– Reichenstein 279
– Schichten 16, 284
Eisenglimmer 532
Eisenhüttel im Burgenland 575
Eisenhut 375
Eisenhutschiefer *354,* 362, 374, 377
Eisenkappel *19, 355,* 409, 414, 421, 428
Eisenkappeler Altkristallin 405
– Aufbruchszone 408, 409, 444
– Granit 424
– Grünschieferserie 409
– Grünschieferzone 12
– Paläozoikum 12, 405, 420, 421, 428, 444, 451
Eisenkies 291
Eisenoolithe 31
Eisenreich 436
Eisenschüssige Sande und Tone *171,* 174
Eisenspitzbrekzie 227, *229*
Eisenspitze 227
Eisenstadt *157, 583*
Eisenstädter Becken 452–462
Eisenstein 462, *463,* 470
Eisentalhöhe 362
Eisenwurzen 549
Eisgarner Granit *18, 124,* 133, 134, 135, 137, *140,* 542, 545
Eiskar 364, 368
Eisnergraben 288
Eisschild, nordischer 487
Eisstromnetz 487, *488,* 489, 492, 495
Eiszeiten 117, 386
Eiszeiten, Entstehung 57
Eiszerfallslandschaften 555
Eklogite 5, 6, 17, 42, 308, 348, 353
Eklogitfazies, ostalpine 378
Eklogitgruppe 379
Eklogitserie 380
Eklogitzone (Tauernfenster) *302,* 310
Elferspitz 439
Elsenau 325
Embacher Hochfläche 492
Emsrütti-Bruch *180*
Endkopf 339
Endmoränen 65
Energie, seismische 507, 508, 515, 518
Energieabstrahlung 510
Energieausbreitung, anomale 511, 512, 521
– ostalpiner Beben 510–512, 521
Energieträger 531–579
Engadiner Dolomiten *27,* 36, 96, 108, 109, 291, *335,* 339, *345, 346*

– Fenster *43,* 94, 96, 314, *345,* 347, 535
– Lineament 94, 108, 111, 291, 297, 340, 347
– Linie 339, *345*
Engelkreuz (SSE Preßbaum) 210, 213
Engelsberger Marmor 544
Engenfeld (Öl- und Gasfeld) *569*
Engenfeld 1 und 1 a (Bohrung) *162*
Enknachquellen 585
Enns *156,* 158, 164, 168, 489, 496, 499, 500, 501, 585
Ennsgletscher 67
Ennstal *10, 98,* 116, 278, 491, 493–495, 555, *583,* 592
–, habituelle Stoßgebiete im 523
– Tertiär 51, 103, 116, 478–480, *552*
Ennstaler Phyllit 265, 275, 278, 369
– Phyllitzone 363–*366*
– Quarzphyllite 14
Entachenalm *276*
Entbruck 297
Enzenkirchener Sande *160,* 162
Enzersdorf 17 (Bohrung) 456
Enzersdorf-Fischamend (Gasfeld) 570
Enzesfeld 1 und 4 (Bohrungen) *162*
Enzesfelder Kalk 228, *229*
Eozän 44–51, *74,* 90, 190, *192, 196,* 201, 209, *215, 233,* 235, 297, *298, 329, 406*
–, grobklastisches 191
–, mittleres 382, 383
–, oberes 113, 178, *329*
–, unteres 385
Epizentralintensität 508
Epizentrendichte 517, 518
Epizentrum 507, 510
Erdbeben 1348 (Dobratsch) 417
– Häufigkeit 515, 517, 518, *520*
– Intensität (makroseismische Int.) *507, 508*
– Linien 521
– Magnitude (Richter-Magnitude) 508
– Verteilung in Österreich *520*
– Wirkungen 507, 508
Erden 542–547
Erdgas 556–574
– Ausbruch von Enzersdorf a. d. Fischa 570
Erdkruste 70
Erdmantel 70
Erdöl 189
Erdöl und Erdgas 556–574
Erdöl- und Erdgasfelder, Molassegebiete *569*
– – –, Molassezone Oberösterreich *559*
– – –, Wiener Becken *568*
– – –, Wiener Becken, Waschbergzone und angrenzende Molasse *566*
Erdölgeologische Übersicht *557*
Erdwärme 574
Erlach 473
Erlachgrabengruppe *355,* 411, 413
Erlauf 498, 501
Erlaufboden 262
Ernsdorf 457
Ernstbrunn *157,* 172, 174, 176, 546
Ernstbrunner Kalk *171,* 172, 545
Err-Bernina 41
– – Decke 33, 36, 109, 291, 297
Erster Molassezyklus 51, 144
Erster Sedimentationszyklus im Wiener Becken 453
Erzberg 286, *416*
Erze 531–538
Eselbachgraben 284
Eselsattel 443
Etrachtal 364, 365
Ettendorf *472,* 473
Etzendorf 387
Etzengarn 494
Etzengarnschotter 494
Europäische Plattform 31, 82–85, 112
Exotika *233,* 234
Exotische Blöcke 198, 214
– Gerölle 184

Faaker See 372
Faduraserie 42, *196*
Fähnernspitz 185
Fahlerz 291, 295, 377, 536, 537
–, silberreiches 534
Falkenstein 172, 545
– Deckscholle 240, 241
Falkenstein 1 und 2 (Bohrungen) *156, 157*
Falkensteiner Bruch *157,* 460
– Klippen 585
Falknis *38*
– Brekzie 295, *298, 299*
– Decke *43,* 88, 109, 110, 184, 186, *187, 238,* 240, 290, 295, *298,* 336
– Flysch 110
– Kalk *298, 299*
– Schwelle 35
– Sulzfluh 41
– – Decke 37, 177, *187, 334*
– – Schwelle 177
– – Tasna Schwelle 35, 40
Fallbacher Querstörung 176
Fallesindeckscholle 241
Falten-Jura 54
– Molasse 151
Fanolaserie 184, *196*
Fassan 222
Faustkeile *59*
Favoriten (Gasfund) *568*
Fazies *27, 274*
– Anordnung 76
– Decken 274
–, germanische 24
– Heteropie 430
–, pelagische 190
– Vergleiche 424
– Verteilung 72
– Wechsel 219
– Zonen der Trias 23, *27*
Federnbergschotter *499*
Feeberg *552*
Fehring *463,* 468, 542
Fehringer Becken *463,* 464, 465, *467,* 468, 470
Feichtbichlerhäusel 206
Feinkorngranit 133, 135, 137
Feinschichtige Grauwackenschiefer 266, 278
Feistritz 420, 426, *553*
Feistritz(-Fluß) 470
Feistritz(-Graben) 443, *445*
Felbertal 301
Feldbach *98,* 462, *463,* 470, 545, *553,* 590
Feldbacher Kalk 414, *415*
– Kristallinsporn 397
Feldkirch 489, 541, 545
Feldkirchen 376
– (Grundwasserwerk) 591
Feldkircher Beben *513, 515,* 523
Feldspat 541
–, gefüllter 307
Fellersbacher Schichten 219, *224,* 277
Fels/Wagram *157,* 167, 173
Felsenau 490
Felsöfen 497
Felsstürze 593
Fenster am Wolfgangsee 88, 247
– der Flitzenschlucht 286
– der Urmannsau 90, 101, 259, *263*
– (Kalkalpen) 87, 90, 110, 200
– penninische 110–114, *334,* 532
– von Bernstein 320
– von Brettl 88
– von Gargellen 110, 186, 290, 336
– von Möltern 320, 325
– von Nüziders bei Bludenz 88, 186
– von Oberhof 375, 377
– von Rechnitz 41, 113, 320, *323*
– von Rogatsboden 101
– von Scheiblingkirchen 327, 330
– von Windischgarsten 88, *247*
Fenstermolasse 209
Ferlacher Horn *416,* 420
– Spitze 450
Fernpaß 241, 547–548
Ferwall Gruppe *99*
Festenburg 319
Feuchte Lößlandschaft 117
Feuerstätter-Decke *43, 75,* 88, 94, *180, 187, 196,* 294
– Klippenzone 185
– Sandstein *196*
– Schwelle 35, *38*
– Zone 45, *186*
Feuerstein 68
Fieberbrunn 267, 537
Fimberbach 291
Fimbertal *187, 296,* 297
Findenigkalke *431*
Finkenstein 408
Finstergraben *283*
Fischa-Dagnitz-Quelle 589
Fischamend-Enzersdorf (Gasfeld) *568*
Fischauer Berge 236, 264
Fischbacher Alpen 315, 392–396
– Fenster 315
Fischschiefer 47, 147, *148, 151,* 159, *160,* 178, 225
Flachmoor 555
Fladnitztal 500
Flaserkalke, rote 417
Flaser-Wurstelkalke 413, 414
Flatschacher Zug 369, 370
Flattnitz 376
Flaurling 269
Fleckamphibolite 123
Fleckenmergel *193, 207,* 227, 294
Fleckenmergelfazies 228
Fleons-Grauwacken 438
Fleonstal *437*

Flexenpaß 239, 241
Flimspitz *296*
Floning 403
Flösselmulde *257,* 258
Flötteleckschuppen 266, 286
Florianer Schichten *466,* 468
– Teilbecken 386
Florianifenster 264
Florianischichten 288
Fluchthorn 291
Fludergrabenmarmor 544
Flüelagruppe 336
Flühlen 149
Flughafen-Terrasse *499*
Flugsand *488*
–, älterer 502
–, jüngerer 502
Flußspat 535, 541
Fluxoturbidite 191, 194
Flysch 8, 11, 72, 110, 177, *180,* 190, 199, 200, 237, *238,* 245, 259, *312,* 531, 558
– Becken 413
– Bildungen 71, 304
– Bildungen, Molassetrog 71, 84
– Bildungen, Tauernnordrand 304
– Decke 190, 199, 200, *202,* 209, 210
– Engadiner Fenster 94, 103
– Erscheinungen 194
– Fenster 88, 90, 190
– Fenster von Brettl 88, 217
– – von Windischgarsten 101, 103, 216
– Gault 195, *196*
– Helvetikum-Subduktion *75*
– Klippen 208
– Lienzer Dolomiten 424
– Mittelkreide 211, 213
– Neokom 195
– Sandsteine 194
– Schichten, tiefe *202*
– Sedimentation 432
– Serien 200, *415*
–, Tauernflysch 111, 112
– Trog 71, 430, 432
– Ultrahelvetikum *247*
– Untergrund 190, 211
– Zone 86, 92, 94, *98, 99,* 101, *187,* 189, 190, 191, 199, 204, 205, 214, 217, 543, 560, 562, 581, *582, 583,* 585, 586, 593
– –, Erforschungsgeschichte 189
Flyschartige Bildungen 306
Flyschartige Molasse von Rogatsboden 208
Förolachgraben 548
Fohnsdorf 473, 477, 548, 551, *552,* 553
Fohnsdorfer Kohlenmulde 551
Folge der Dult *399*
Folge von Laufnitzdorf 91, 397, 400
Forchtenau 330
Forchtenstein 328
Forellenstein von Gloggnitz 287
Forstau 538
Forstautal 368
Forstholzschotter 493
Fossilleere bzw. Fossilarme Serie 173
Fossilreiche Grobsande *160,* 162
Frättingsdorf 457
Fraham N 6 (Bohrung) 164
Frankenfels-Ternberger Deckensystem 219
Frankenfelser Decke 28, 31, 88, 101, 228, *253,* 254, 255, *257,* 258, 259, 262, *263,* 331
– Deckensystem 101
– Fazies 219
– Ternberger-Allgäuer Deckensystem 76
Frauenalm 359
Frauenalpe 374, 375
Frauenberg 555
Frauendorf/Schmieda *130,* 132
Frauengrabengneise 370
Fraxern-Bizau, Synklinale von 185
Fraxerner Grünsand *192*
Freibachtal in Kärnten 496
Freiberg (Setitsche) 414, 420
Freiländer Plattengneis 390, 391
Freiland 387, 391
Freistadt *125,* 135, *156*
Freistädter Granodiorit 134, 137, 542
– Tertiär 161, 581
Freschenschiefer 183, *192*
Freschenstock 177
Freschlua Kopf *182*
Freudenbergschichten *354*
Freudental 201
Friauler Beben 105, 115, 512, 519, 525
Friedberg 319, *325,* 542
Friedberger Glimmerschieferzone 128
Friedburg (Gasfeld) *569*
Friedhofsterrasse 492
Friedrichshafen 490
Friesach 374
Friesachgraben 387, *389*
Fritztal 492
Fröschnitz-Tal 319
Frohnleiten 397, 402, 504, 536
Frudigergrat 295
Frühalpidikum 21–36
Frühgeschichte 68–69
Fuchspaßquelle 587
Fühlbarkeitsbereich von Erdbeben 510
Fühlbarkeitsradius (Erdbeben) 508
Fürstenbrunnquelle 587
Fürstenfeld *436*
Fürstenfelder Becken *463,* 464, 465, *467,* 468, 571, 575
Fugnitzer Kalksilikatschiefer 132
Fukoiden 184, 191, 195, 198
Fulpmes *335, 342*
Fundelkopf-Scholle 240
Furmaneckalk 226
Furth/Palten 495
Fuscher Phyllit 304, 310, *312*
Fuschlsee 249, 493
Fusulinenkalke 401, 443

Gaaden *253,* 458
Gaadener Becken *257,* 259
Gaal *369*
Gaaler Schuppenzone 107, 108, 369, *369*
Gablergraben bei Admont 540
Gablitzer Schichten *197,* 198, 210
Gäbris *146*
Gänserndorf (Öl- und Gasfeld) *568*
Gänserndorf ÜT 1 b (Bohrung) 558
Gänserndorfer Schichten 457, *461*
– Schotterflur 546
– Terrasse *58, 499,* 500, 502
Gail-Fluß *98*
Gailberg-Hochwald-Antiklinale 418
Gailberg-Sattel 417, 418, 536
Gailbruch 413
Gailitz 450
Gailitzer Furche 426, 442
Gailtal 12, 16, 63, 105, 114, *355,* 411, 417, *438,* 441, *441,* 446, *452,* 496
– Kristallin 4, 6, 410, 411, *412,* 419
– Linie 9, 422, 425, 426, *438*
Gailtaler Alpen *98,* 106, 405–425, 532, 536, *583,* 589
– Paläozoikum 12
Gainfarn 458
Gaisberg 492
Gaiselberg (Ölfeld) 565, *568*
Gaisrücken 441
Gallmannsegg *401*
Gallneukirchener Becken 161, 581
Gaming 259, 495, 549
Gamlitz *463*
Gamlitzer Bucht 465, 468
Gampadelstal 337
Gams *39,* 45, *233,* 262, 387, 550
Gamser Becken 235, 254, 259
– Konglomerat 91, 402, *407*
– Plattengneis 390, 391
Gamsfeld 249, 252
– Masse 251
Gamsgraben 548
Gamskofel 439
Gamskonglomerat 402
Garanas 386
– Hütte *389*
Gargellen 186, 336
– Fenster 110, 290, *334, 344*
– Lineament 290, 336
– Störung 185, 347
Garmisch-Partenkirchen 243
Garnitzenberg *443*
Garnitzenklamm 441
Garnitzer Sattel *443*
Gars/Kamp 127, *130, 140, 141*
Gartenau 546
Gartnerkofel 426, 441, *442, 443,* 447, 449
Gasselhöhe 368
Gasselsdorf 547
Gastein 302
Gasteiner Mulde 309
– Tal 306, 544
Gatterspitze 436
Gauertal *182*
Gault 40, 41, 178, *180, 298, 299*
– Flysch 33, 194, *197,* 200, 201, 204, 209, 211, 213, 216, 217
– Grünsandstein *193,* 543
– Sandstein 183, 184
Gbely (Ölfeld) 558
Gebhardsbergnagelfluh 148
Gebhartser Syenit 542
Gebirgsbildung 86
–, alpidische 106, 237
–, altalpidische 32–34, 88
–, jungalpidische *74,* 88
Gedeindl Spitz 417
Gegendtal 371

Gehrenfalben *187*
Gehrenspitz-Halbklippe *261*
Geier 307
Geiersbergschotter *499*
Geigerstein 243
Geinberg 578
Geinberg 1 (Bohrung) 578
Geinbergschotter *499*
Geißberg *257, 416,* 448, 450
Geißrücken 420
Geistthal 401, 550
Gelbe Serie 459, *461*
Gemeriden 225
Gemskofel *437*
Gemsmättlibank 181, *192*
Geochronologie s. Radiometrische Alter
Geoisothermen 575, *576, 579*
Geosynklinalentwicklung, alpine 413
Geothermale Anomalien 578
Geothermalfeld 574
Geothermische Energie 574–579
– Tiefenstufe 575, 577, 578, 592
Geothermischer Gradient 574
Geraer Hütte 302
Geras *130*
Gerasdorf bei Wien *499,* 500, 501
Geretsberg *156,* 159
Gerhardsreiter (Gerhardsreuter) Schichten *193*
Gerichtsberg 211, 319
Gerichtsfeldterrasse 503
Gerinne, autochthone 504
Gerlitzen 372, 373, 377
Gerlos 301, 304, 314
Gesäuse 495
Gesäuseberge 221, 253, 254, 255, 262
Gesäusestörung *252,* 262
Geschriebenstein 315, 320, 322, 462, *463*
Geyerstein-Schuppe 264
Gfällalm 387
Gföhl 123, *131,* 136, *140,* 166
Gföhler Einheit *140, 141*
– Gneis *18,* 83, 123, *124,* 126, 127, 135, 139, *140, 141,* 142, *142,* 545
– Gneis-Granulit-Einheit, *141,* 142
Gießhübl bei Wien 45, *233, 257*
Gießhübler Gosaumulde 236, *257,* 258
– Schichten 45, *233,* 236
Ginzersdorf (Gasfeld) *568*
Gips 25, 110, *182, 187,* 204, 219, 223, 294, 295, 296, *299,* 540, 586
Giramondo-Paß 439
Glanegg (Grundwasserwerk) 587
Glantal 373, *376,* 496, 592
Glantschach *376*
Glanzkohle 548, 550, 551, *553*
Glanzkohlenflöze 385
Glasbachtal 323
Glaselbachschichten *233*
Glashütten/Langeck 322
Glatschach 353
Glaukonit 179, 183
– Sandsteinserie 198, 209, 570
Glaukonitische Serie *160,* 162
Glaukophan 5, 71, 109
Glaukophanschiefer 42, 113
Glazio-eustatische Meeresspiegelschwankungen 429
Gleichenberg 397, 462, *463,* 471, 542
Gleinalmkristallin 369, 370, 381, *392,* 401
Gleinalpe 5, 8, *10,* 11, 17, *18,* 107, 348, *390,* 392–396, 400
Gleinstättenberg-Folge 402
Gleisdorf 462, *463,* 470, 547
Gleisdorfer Schichten *467,* 469
– Sporn 470
Gleitschollen 235, 421, *422*
Gleittektonik, gravitative 81, 214
Gleitteppich 199, 200, 213
Gletscherstände *62,* 68, 300
Glimmeralter 350, 352, 372
Glimmerschiefergebiete 107
Glimmerschiefergruppe 380, *392*
Glimmerschiefer-Marmorserie 129
Glimmerschieferserie 380, *392,* 394
Glimmerschieferzone 128, 378
Glitzalm *388, 389*
Glitzkopf 391
Globigerinenschichten *165, 171,* 172, *192*
Globigerinenschiefer *180,* 183
Glockner-Decke 111, 112, *305,* 308, *310–312*
– Depression 111
– Fazies *305*
– Gruppe 300, 304, 537
– Straße 303, 304, 309
Glödnitztal 376
Gloggnitz *285,* 457
Glosbach 1 (Bohrung) 563
Gmünd (NÖ) *130,* 133, 164, *303,* 542
Gmünder Beben *514,* 524
– Schichten 164, *165*
Gmunden 201, *202,* 204, 546
Gnadenwald-Terrasse 490
Gnas *463,* 469
Gnaser Becken *463,* 464, 465, *466,* 468, 469, 575
Gneis von Kollmitz 123
– Amphibolit-Serie 393
Gneiskerne, penninische 109
Gneisquarzite, zentrale kataklastische 386
Gneis-Serie *401*
Gnoppnitztörl 352
Gobelsburger Terrasse *499*
Goberling 322
Gödnachgraben 352
Gölbner 349
Göller Decke 101, *246, 253,* 254, 256, *257,* 258, 259, 262, *263,* 264
Göllmasse 251
Göriach *552*
Görtschitztal 476
Görtschitztaler Störung 108, 376, 378, 381
Gösing-Schuppe 264
Gößeck 279, 282
Gösseringbach 418
Gößgraben *283*
– Kern *303,* 309
Gößnitz 353
Gößnitztörl 353
Gösting 504
Gösting 2 (Bohrung) 558
– Domung 565
– Pionier-Zistersdorf (Ölfeld) *568*
Göstling 256, 496
– Störung 90, *252,* 259
Göstlinger Kalk 222
– Teildecke 256
Göstritzsynklinale 316
Göstritztal 319
Göttweiger Verlehmungszone 493, 502
Götzis 179, 181, 185, 541, 543, 545
Goiserer Stand 493
Goisern 253, 493
Gold 42, 301, 537
Goldberg 330
– Gruppe 300, 301, 434, 537
Goldeck 6, 356, *357*
– Gruppe 6, 8, *10,* 348, 352, *355,* 356–358, 418
– Kristallin 4, 14, 353, 357, 358
Golderzgänge 112
Goldquarzgänge 301
Golica 449
Golling 248, 249, 543, 545
Gollinger Schwarzenberg 251
Gollrader Bucht 287, 288, 532
Golm *182*
Goniatitenkalke *431*
Goreca 421
Gornja 421
Gortschacher Graben 443
Gosau 41, *187,* 189, 216, 217, *233,* 383, 385, *406, 407,* 549, 550, *550*
– Ablagerungen 234, 237, 264
– Becken *233,* 234, *238, 247,* 251, *260*
– Becken von Kainach *407,* 548
– Becken von Salzburg *260*
– Kamm 249
– in Mittelkärnten 106, *406*
– Schichten 72, *74,* 89, 90, 548
– Tal *250*
– von Brandenberg 92, 548, 550
– von Kainach 106, 396, 400–402
–, zentralalpine *406, 407*
Gossendorf bei Feldbach 542
Gotthard-Massiv *50,* 51
Grabenbachschichten *233,* 235
Grabenwaldschichten 40, *229,* 232
Grabneralm-Deckscholle 262
Gracilisschichten *426*
Gradener Serie 386, *390,* 390, 395
Grades 375
Gräbern *472,* 474
Grafenwörth 166
Granatspitz-Gruppe 300, 301, 304, 308, 310
– Kern *18, 19,* 111, *303,* 308, 309
Granit von Eisenkappel 444
– von Schrems 133
Granitblöcke 204
Granitburgen 503
Granite 542
Granitische Molasse *148,* 148, *151*
Granitporphyrgänge 134
Granitvorkommen von Schaitten 209
Granitztal *472,* 473
Granitztaler Schichten 473
Granitzug von Eisenkappel 405, 428
– von Nötsch 410
Granodioritgneis von Spitz 123, *124, 140, 141*
Granulite 3, 17, *18,* 123, 124, 126, 128, *140–142*

Granulitische Gneise 126
Graphit 539
– Flöze 91
– Gneise 122
– Karbon 284
– Quarzit-Metabasitserie 324
– Schiefer 122, 531
Graptolithen *15,* 272, *276*
– Schiefer 430, *431,* 441
Grasberg-Rutschung 201
Grasbergschuppe 316
Gratkorn 504, 546
Gratschützen 450
Gratwein 536
Graubünden 41, 73, 109
Grauwackendecke, obere 279–284
Grauwackendecken 92, 94
Grauwackenzone *4,* 6, *14,* 36, 86, 89, 90, 91, 92, 94, *98,* 101, 103, 105, 218, 237, 239, 265–288, *392,* 393, *407,* 430, 532, 538, 539, 544, 545, *583,* 587, 588, 593
–, Nördliche 3, 7, 8, 9, 10, 11, 16, 358
–, östliche *4*
–, südliche 356
–, Zentralalpen 90–107
Gravettien *59, 62*
Graz *10,* 11, 396, *463,* 469, 503, 504, *583*
Grazer Becken 547
– Bergland 396, *407,* 496
– Bucht *463,* 464, 469
– Feld 504, 580, 590, 591
– Paläozoikum 7, 9, 12, 14, 72, 90, 91, 101, 103, 106, 108, *270,* 321, 326, 386, 397–403, *407,* 430, 536, 537, 544, 545, 577, 588
– Paläozoikum (Blei-Zinklagerstätten) 540
Grebenze 12, 373, *376,* 377
Grebenzenkalke 375
Grebenzenmassiv 374
– -Pleschaitz-Kalk *354*
Gregori *553*
Greifensteiner Decke 87, 101, *193,* 195, *196,* 200, *203,* 210, 216
– Sandstein *39,* 44, 198, 210
– Schichten, *197,* 198, *202,* 210
Grein *131,* 364, 542
Greiner Zone *303,* 307, 309
Greitspitz 295
Grenzkalkzone 396
Grenzlandbänke *431,* 434
Gressingfenster *252,* 259
Gresten 208, 217, 549
Grestener Fazies 195, *207,* 549
– Klippenzone 30, 33, 52, 73, *75,* 87, 101, 164, 169, 172, 190, 191, *193, 202,* 204, 206, *207,* 208, 259, 549
– Lias 549
– Schichten 30, *39,* 172, 191, 204, 206, *207,* 208, 228
Gries *335*
Griffen *382*
Griffener Berg *379,* 383, *384*
– Schichten 383, *384, 390, 406*
– Trias 89
– Verwurf *382*
Griffental 376
Grillenberg 458, *553*
Grimmenstein 328
Grimming 252
Grintoutz 444, 448, 451
Groberberg 374
Grobgneis 11, *18,* 113, *124,* 315
– Decke 36
– Einheit *325, 329*
– Serie 8, 316, 321, *324, 390,* 395
Grobkorngneise *124,* 136
Grodnau 324
Gröbming *366, 552*
Gröbminger Mitterberg 494
Grödener Sandstein *406, 412,* 451
– Schichten 22, 413, *426, 431,* 435, 443, 450
Großarl 535
Großarltal 306
Großau 206, 549
Große Isper *131*
– Plischa 322
– Rodl *125,* 136
– Sandspitze *416*
Großenegger Berg *379*
Großer Buchstein *252*
– Kaserer *310*
– Knallstein *366*
– Mittagskogel 449, 450
– Peilstein *131*
– Rettenstein 269
– Speik (Koralpe) 386, *389*
Großes Walsertal 239, 241
Großglockner 111, 300, *303,* 310, *582*
Großgraben-Moosbierbaum (Untergrundrücken) 563
Großkogel bei Brixlegg (Kupferbergbau) 540
Großkrut 5 (Bohrung) 453
Großraming 495
Großstübing 535
Grübern 132, 173
Grünau 254, 494
– Windischgarstener Störung 90, 103, 216
Grünauer Halbfenster 204, 216, 254
Grünbach 45, 548, 549, *550*
Grünbach-Neue Welt *233,* 235
Grünbachgraben bei St. Leonhard/Salzachtal 248
Grünberg bei Steyr *553*
Grünsandstein 181, *192*
Grünschiefer 70
– von Payerbach 321
– Phyllitserie 323
Grunder Schichten s. s. *171,* 174
Grundflözschichten 475
Grundgebirge 3–13, 16, 359
Grundkonglomerat *233*
Grundlsee 540
Grundwasser 593
– Bildung 581, 588
– Führung *590*
Gryphäenschichten *193*
Gschliefgraben 199, 201, *202,* 204
Gschliefschichten, rote *196*
Gschnitz *58,* 68, *342,* 491–493
Gschnitztal 341
Gschößwand *312*
Gstadt-Serpentin 199, 206
Gudenushöhle *59*
Güns (Köszeg) 320
Günser Gebirge 315
Günz 56, *58,* 65
– Mindel-Interglazial *58*
– – Warmzeit 65
Güssing *463,* 469, 470
Guffert-Pendling-Antiklinale 243, *261*
Gugga *443*
Guginock 356
Gummern 544, 546
Gumpeneck *366*
– Marmore 365
– Sölk 364
Gupfeckscholle 264
Gurker Störung 376
Gurktal *10,* 377
Gurktaler Alpen *98,* 348, *354,* 358–363, 373–378, 381
– Decke 36, 72, 86, 90, 91, 103, 106, 108, 358, 362, 363, 372–374, 376, *390, 392,* 536
– Paläozoikum 12
– Phyllite 377
– Quarzphyllite 362, 374
– Schotter 385
Gurpitscheck 368
Gutenbrunn 127
Gutensteiner Basisschichten 307, *313*
– Dolomit 221, 223–225, 261
– Kalk 24, *26,* 221, 223–225, *406, 412,* 544
Gutrathsberg *260*
Guttaring 385, *552*
Guttaringer (Sonnberg-)Mulde 385
Gyrenspitzserie *38, 196,* 292
Gyttja *58,* 495

Haag 502
Haagenberg 1 und 3 (Bohrungen) *156, 157*
Haager Rücken 163
Habach-Serie *12,* 111, 301, 304, 320
– Tal 308, 541
– Zunge *303*
Haberg 174
Hachauer Schichten *193*
Hachelkopf 314
Hachelkopfmarmor *312*
Hällritzer Serie *196*
Hämatit 44, 181, 377, 531
Häring *153,* 154, 548, *552*
Häringer Schichten 47, 154, 546
Häuselberg 284
Hagenberg (Gasfeld) *569*
Hagengebirge 245, *246,* 249, *260*
Hagenmühle 204
Hahnenkamm 241, 271
Haidfeld-Terrasse *499*
Haidhof-Querstörung 176
– Schichten *39,* 44, *171,* 172
Haiming 545
Hainbuch 1 (Bohrung) 164, 166
Hainburg *382,* 498, 499
Hainburger Berge 315, 326–331
– Pforte 498
Hainfeld/Gölsen 259
Haizing *552*
Halbfenster von Grünau 204, 216, 254
Halbturn 1 (Bohrung) 573, *573*
Hallein 245, 248, *260*
– Berchtesgadener Hallstätter Zone 248
Halleiner-Fazies 220

– Zone 31
Haller, Beben *513,* 518
– Mauern 103, *252,* 254, 262, *263*
– Schlier *160,* 161, *165,* 167
– Serie *160,* 161
Hallerfels *446*
Hallstätter Decke 237, 253
– Deckschollen 245
– Dolomit 225
– Entwicklung *75,* 256
– Fazies 24, 25, 28, 31, *75,* 89, 101, 220, *220, 224,* 237, 251
– Kalke *26, 224,* 226, *250,* 251, 253, 544
– Masse 248
– Nordkanal 253
– Salinargebiet 228
– Schollen 245, 248, 251
– See 249, 493
– Südkanal 253
– Zone 31, 89, 105, 245, *247, 260,* 540
Hallstatt *250*
– Zeit *62,* 69
Halobienschiefer 25, *26,* 223, *224,* 225, *250,* 586
Hammerbach (Peggau) 588
Handalm 390, 391
Hannersdorf 321, 326, 397
Hansagmoor 555
Haringsee 500, 502
Harmannsdorf 325
Harmannsdorf (Gasfeld) *569*
Harrersdorf 1 (Bohrung) 564
Hart 457, 477, *553*
Hartberg *463,* 542
Hartberger Sporn *463,* 469, 470
Hartensteiner Marmor 122
Hartkarspitze 436
Hartmannsdorf *463,* 470
Haselbach 1 (Bohrung) *156, 157*
Haselbergkalk *229,* 231
Haselgebirge *26,* 90, 219, *224, 250*
Hasenfluh *99,* 241, *293*
– Scholle *261*
Haslach *125,* 136
Haspelwald 167, 168
Hattmannsdorf 324
Hauchenberg 53, 152
– Schuppe *146*
– Schichten *148,* 149, *151*
Haugschlag 542
Haunsberg *202*
Hauptbeckenfolge 402
Hauptdolomit *26,* 28, *182, 224,* 225, 241, 244, *250,* 294, *298, 299,* 306, *313,* 341, 362, 401, *406,* 414, 417, 420, 424, *426,* 447, 545, 577, 587
– Fazies *27,* 73, 114, 219, 220, *224,* 245
Hauptfaziestypen *224*
Hauptklippenzone 190, *193, 197,* 198, *203, 207,* 210, 211, 213, 214
– Wienerwald 101, 191, 210, 211
Hauptmetamorphose, alpidische 51
Hauptterrasse 504
Hausruck 163, 493, 551
– Kobernaußerwaldschotter *160,* 163
– Kohle 551
Hauterive *192, 229*
Hebalpe 386
Hebung, junge, der Ostalpen 116
Heideboden 498
Heidenberg 1 (Bohrung) 456
Heidenreichstein 173
Heilbrunn 399, *400*
Heilbrunner Phyllite 399, 400
Heilige Wand 448, 450
Heilstollen 537
Heimspitz 333
Heinreichs 555
Heinzenberg 537
Heiterwandgebiet 535
Helena Marmor 544
Helfbrunner Terrasse 504
Hellbrunn 543
Helm 436
Helmberg 1 (Bohrung) 562
Helminthoideen 184, 191, 195, 198
Helvetikum 21, 24, 31, 35, 49, *50,* 71, 72, 73, *75,* 86, 87, 88, 92, 94, *99,* 109, 110, 177–217, 237, *238,* 259, *302,* 309, *310–312,* 531, 543, 545, 558, 586
– Fenster 201
Helvetische Decken 178, 199
– Dislokationsphase 51
– Fazies 300–303
– Kristallinkerne 300
– Massive 309
– Phase 47
Hemmerberg/Bürnbach 402
Hengstberg 122
Hengstfenster 90, *253,* 264
Hengststörung 262
Hennersdorf *553*
Herdfläche 509, 511, 521, 522, 525
Herdflächenlösung 522, 525
Herdlänge 509
Herdlinie 507, 521, 522
Herdtiefe, makroseismische 507, 508
–, mikroseismische 509
Herdtiefenklassen *513, 520*
Herdvorgang, seismischer 509, 510, 525
Heretkofel *437*
Hermagor 410
Hermsberg *412*
Hernalser Tegel 459, *461*
Hernstein 262
Hernsteiner Scholle 264
Herrenberg-Rutschung 201
Herrnbaumgarten 456
Herzogenburg 542
Herzogsdorf *125,* 137
Hettang *207, 229*
Heuberg *165,* 168, 201
Heuberggraben bei Mixnitz 532
Heubühl-Scholle 240
Hieflau 478, 479, 494, 538, 543
Hierlatz *250*
– Kalk 29, 228, *229,* 401, *406,* 417, 543, 544
Hierzmannsperre 387
Hiesberg-Bruch 175
Himbeerstein 254
Himberg 589
Himberg (Gasfeld) *568*
Himmelberger Alm 439
– Sandstein 13, *431*
– Sandsteinfazies 429
Hindelang 239, 240
Hinterholz 549
Hinterleiten 387
Hinterriff-Fazies 223
Hinterriß 547, 548
– Schichten 230
Hinterschlagen 551
Hintersteiner Fenster 240
Hintertal 267
Hippolddecke 304, *313,* 314
Hippuriten 402
– Brekzien 383
– Kalk *233*
– Riff 235
– Riffkalke 383
Hirschberg-Gewölbe *178*
Hirschegger Gneis 386, 387, 390, *392*
Hirschenstein 320, 322
Hirschkogel 387
Hirschstetten (Gasfeld) 567, *568*
Hirt 496
Hittisberg *186*
Hochalm-Ankogel-Kern *303,* 309
– Gruppe 300, 301
– Spitze *98*
Hochalpe 392
Hoch-Alpele *187*
Hoch Trötsch 397, *400*
Hochalpelspitze 436
Hochalpine Decken 89, 101, 105
Hochbajuvarikum 89, 90, *238, 246, 253,* 254, 255
Hochbajuvarische Decke *260*
Hochdruck-Metamorphose 42, 308, 310
– Niedertemperatur-Metamorphose 112
– Tieftemperaturparagenesen 323
Hocheck 403
– Nord – Hocheck Süd (Gasfeld) *569*
Hochedergruppe 337
Hochegg *551*
Hochegger-Flöz *551*
Hochfeiler *310*
Hochfeinddecke 311
Hochfeindfazies 304, 306, *310, 313*
Hochfeld 368
Hochfilzen 537
Hochfilzener Schichten 219, *224,* 273
Hochflutfelder 501
Hochgall 349
Hochgolling 363, 364, *366,* 368
Hochgrat 145, *146*
– Fächer 147, 150
Hochgrößen 364, 533, 541
Hochgrüneck 275
Hochiss 243
Hochjuvavikum 89, 237, 245, *247, 253, 260*
Hochkar 255
Hochkönig 245, *260, 535*
Hochkreuz 352
Hochkugelschichten 183, *192*
Hochlantsch 396, 399, *400*
– Fazies 397, 399, *400*
– Kalke 399
Hochleiten (Ölfeld) 565, *568*
Hochmoore 63, 555
Hochmoorstadium 63
Hochmoortorf 555
Hochmoosschichten *233,* 235

Hochmutz 243
Hochneukirchen 320, 324, *325*
Hochobir 420, 533, 536
Hochosterwitz 383
Hochrätikon *182*
Hochreichart 369, *369*
Hochreithberg/Grünau 204
Hochreithschichten 232
Hochriegelschichten 457, *461*
Hochrotherd 211
Hochschlag-Folge 399
Hochschober 351
Hochschwab *252,* 255, 262, 287, 489, 580, *583,* 586, 587
– Fazies 220
Hochstadel 417
Hochstaff 356
Hochstaufen 245, *246*
Hochstegen-Fazies *305*
– Kalk *39,* 111, 292, *293,* 301, 302, *302,* 309, *310, 312,* 314, 545
– Schwelle 35
– Zone 73, *74, 75, 305*
Hochstein 282, 365
Hochstubofen 365
Hochstuhl *416,* 426, 449, 450
Hochtatrische Einheit 331
Hochterrasse 65, 492, 495, 496, *499,* 584
Hochterrassen-Schotter *58*
Hochtor 255
Hochvogel 241
Hochwanner 243
Hochwartstörung 262
Hochwechsel 315
Hochweißstein 436
Hochwildstelle 364
Hochwipfel-Bruch 441
– Flysch 4, 9, 14, 430, *431,* 432, 435, 438, 439, 442, 443
– Karbon 432, 438, 441, 442
– Schichten 115, 420, 432, 443, 450, 549
Höbersdorfer Terrasse *499*
Höbmannsbach 162
Höflein/Donau 210
Höfleiner Fenster 264
Höhenschotter *165,* 167
Höhlenbärenfauna 64
Höhlenfüllungen *58*
Höhlenphosphat 541
Höll *553,* 554
Höllbachquelle 586
Höllengebirge *247*
Höllengebirgs-Antiklinale *247*
– Decke 254, *263*
Höllenstein *257*
– Antiklinale *257,* 258
– Zug 234
Höllentalflysch 33, 40, *43, 187, 293,* 295, *296, 299*
Höllentalquelle 587
Hölles 459
Hölltor-Rotgülden-Kern *303,* 309
Hörndlwald (Pikrite) 199, 211
Hörnleinserie *196*
Höttinger Brekzie *58,* 63, 65, 490, 495, 543
Hofalmschuppe 311
Hofgastein *311,* 541
Hofkogel *382*
Hohe Kugel *180,* 185, *187*
Hohe Lins 279
Hohe Salve 271
Hohe Tauern 3, 5, 10, 300–314, 544, 588
Hohe Trett 279
Hohe Veitsch 288
Hohe Wand *253,* 255, 262, 264, 550
– – Decke 256, 262, *263,* 264
– – Fazies 221, 223
Hohe Warte 426, 439
Hohe Wildstelle 363, *366*
Hohenau 503
Hohenems 179, *180,* 185, 186, 543
Hohenruppersdorf (Öl- und Gasfeld) 565, *568*
Hohentauern 284
Hohenwart 364, *367, 382*
Hoher Bösring *437*
Hoher Freschen *180,* 181
Hoher Gemeindekogel *280*
Hoher Göll *260,* 492
Hoher Guggenberg 410
Hoher Ifen 181
Hoher Kohr 377
Hoher Trieb *437*
Hohes Licht *38*
Hoisn 204
Hoisschichten 45, 194, *197,* 198, 211
Hollabrunn *157,* 170, 174, 175
– Laaer Scholle 175
Hollabrunner Schotterkegel *165,* 169, *171,* 175
Hollbruck 410
Hollenburg-Karlstettener Konglomerat *165,* 168, *171,* 174
Hollenstein-Antiklinale *252*
Hollerberg bei Unterach 201
Hollerbergserie 330
Hollersbach/Achsel- und Flecktrogalpe 536
Hollingsteinkalk *171,* 172
Holozän 56, *58,* 117
Holzapfel 549
Homarow-Berg 421
Homo sapiens *59,* 68, 69
Hopfgarten *553*
Hopfriesen 368
Horizontalbewegung, alpidische 423
Horn 123, 127, 128, *130, 157,* 543
Horn-Schuppe *146,* 150
Hornbach-Halbfenster 241
– Zone 241
Hornblendegarbenschiefer 365
Horner Becken *140*
– Bucht 542
– Gneis 123
Hornstein-Knollenkalk 227, 228, *229*
– Lias *298*
– Plattenkalk 30, 383, *384, 426*
Hühnerstützen 387
Hülle, obere kalkreiche 394
–, untere kalkarme 394
Hüllschiefer 315
Hüpflinger Decke *247, 253* 262
– Fazies 221
– Kalk 221
Hüttenberg 541
– Lölling 534
Hüttenberger Erzberg 532
– Marmor 380
Hüttgrabenstörung 213
Hundsbergquarzit 399
Hundsheim *59,* 64
Hundsheimer Berge 330
– Kogel 327
– Spalte 64
Hundstein 275
Hydrogeologie 580–594

Ibmer Weitmoos 555
Ichnofazies 413
Idalpe *293,* 295, *296*
Idalpsandstein 295, *296, 299*
Iffinger-Granit 94
Ignimbrite 429, *431,* 534
Ikervar 2 (Bohrung) 326
Ill 489, 490, 547, 589
Illyrische Dislokationsphase 49
– Phase 37, *38,* 45, *187*
Ilz *553*
Imihubel 149
Imitzberg bei Windischgarsten 221
Imst *344,* 491, 547
Industrieminerale 538–542
Ingolsthal *375,* 375
Inkohlungsgrad 553
Inn 116, *153,* 155, *156,* 158, 491, 581, 585
– Quertal 237
Innbach 585
Inneralpine Becken *99,* 116
Inneralpines Tertiär 115, 452–483
– Wiener Becken 53, 54, 452–462
Innerfragant 535
Innergschlöß 301
Innerkrems 3, *18,* 359, 361
Innerschmirn 304
Innerwürm 63
Innsbruck *302,* 339, 490, 547, *582,* 587
Innsbruck-Haller Beben 515, 518, 519
Innsbrucker Beben *513, 514,* 515, 518
– Quarzphyllit 90, 112, *268,* 268, 269, 271, 306, *313,* 314, 340, *342, 344*
Inntal 92, 94, *99,* 244, 245, *261,* 332, 547, 580, *582*
– Decke 76, 89, 90, 92, 94, 237, 238, *238,* 239, 241, 243, 244, *261,* 535
– Gletscher 66, 67
– Lineament 96
– Tertiär 92, 152–155
–, Tiroler 485, 486, 490, 491, 493
–, unteres *233*
Innviertel 584
Innviertel 4 (Bohrung) 161
Innviertler Serie *160,* 162, 551, 584
Inoceramen-Mergel *233*
Intensität, makroseismische 507, 508, *520*
Intensitäts-Schattenzone 512
Interglazial 56, 63, 117
–, Großes 490, 492, 495
Internfaltentektonik 365
Interstadiale 56, 66, 117
Intragosauische Phase *38,* 42, 234
Intrapenninische Schwellen 76
Inzersdorf im Kremstal 546
Inzersdorfer Tegel 459, *461*
Isarstörung 243
Ischgl 295, *334*

Ischl-Ausseer Hallstätter Zone 253
Ischler Stand 493
Ischltal 249
Iseler Schuppe 240
Iselsberg 352–355
Iseltal 351
Isocrinus-Kalkbrekzie 306
Isoseiste 508, 510, 525
Isoseistenbild *510,* 510, *511, 516, 517*
Isotopengehalt des Wassers 577
Ispertal 128
Itruvienkalk *229,* 234

Jägermais-Rutschung 201
Jagdhaus Brandl *388*
Jaggl 339, *346*
Jaghausen *179*
Jahresringchronologie 60
Jakominibruch *412*
Jauerling *131*
Jauernik 420
Jauken 418
Jauksattel *388*
Jaukstörung 387
Jaulingwiese bei Leobersdorf 458
Jaunfeld *583*
Jaunstein *422*
Jenbach 545
Jessnitzfenster 259
Jesuitenbachquellen 589
Jochschrofen-Schuppe 240
Jochwand-Stand 493
Jovanberg 421
Juckbühelsynkline 418
Judenburg 381, 496, 504, 591
Judikarienlinie *94,* 114
Jüngstsavische Dislokationsphase 53
Julische Alpen *98,* 105, 115
Jungalpidikum 49–55
Jungalpidische Bewegungen 113
Junghansenschichten 183, *187, 196*
Jungkimmerische Phase 227, 232, 249
Jungmoravische Phase 132
Jungpleistozän *58,* 60, 66–68
Jungsavische Dislokationsphase 52
Jungsteinzeit *62,* 68
Jungsteirische Dislokationsphase 54
Jungtertiär 101, *148, 151, 160, 165, 171,* 420–422, *461, 466*
Jura 29–31, 70, *178,* 185, 189, 191, *192, 207,* 227–231, *296, 298, 312, 329, 346, 406, 426*
– Kreide-Grenze 32
– Tektonik 89, 90, 249–252
Juvavikum 89, 237, *247,* 249, *253*
Juvavische Decken 105

Kärnten *62, 406, 553*
Kahlenberger Decke 44, 87, *193,* 195, *196,* 198, 200, *203, 207,* 210, 211, 213, 214, 216
– Schichten 195, *197, 202,* 211, 213
– Trog *39*
Kainach *39,* 41, *43,* 348, 396, 400, 401, *401,* 504, 550
Kainacher Gosau 45, 91, 402, *407,* 571
Kaindorf 361
Kainisch 493
Kaintaleck 265, 287
Kaiserbrunnquelle 587
Kaisergebirge *153,* 245
Kaisergebirgsscholle 52, 246, *246,* 247
Kaisersberg 284, 540
Kaisersteinbruch 543
Kaiserwaldterrasse 504
Kaledonische Ära 372
– Zeit 351
Kaledonischer Deckenbau *140*
Kaledonisches Ereignis 6, 11, *12*
Kalk (Industriemineral) 545
Kalk mit Mytilus levesquei *171,* 172
Kalkalpen, altalpidische *74*
Kalkalpensüdrand *182,* 256
Kalke der Hubenhalt 399
Kalkkögel 340, 341
Kalksburg *257*
Kalksburger Schichten 228, *229,* 258
Kalkschiefergruppe 399
Kalkspitzen 368
Kalkstein bei Sillian 108, 349, 417
Kalksteiner Trias *346,* 349
Kals 532
Kalsdorf *463,* 471
Kalteis (Gasfeld) *569*
Kaltenbachgraben 149
Kaltenleutgeben *257,* 546, 549
Kaltenwinkelgraben 387
Kaltzeiten 56, *58*
Kalwang 535
Kalwanger Gneiskonglomerat 6, 13
Kambrium 5
Kambühel bei Ternitz, NÖ 45, 236
Kambühelkalke 235
Kamegg im Kamptal *62*
Kammern 538
Kamp *130*
Kamplinie 512
Kamptal 127, 136, 585
Kanaltal 115
Kanzel *412*
Kanzelfelsennagelfluh 148
Kanzelkalke 398
Kaolin 539
Kapellen 287
Kapellenberg 450
Kapelln 500
Kapfenberg 403, 592
Kapfenstein 471
Kapfensteiner Schotter *467,* 470
Kaplice *125*
Karawanken *4, 7,* 8, 9, 13, *98,* 114, 116, 405, 408, 410, 419, 426, 430, 475, 476, 496, 497, 536, 589, 593
– Granit 405, 409
– Linie 422
–, Nord- 72, 89, 103, 106, 114, *382,* 383, 405–425
–, Ost- 405, 409, 422, 424
– Plutone 405
–, Süd- 21, 24, 103, 114, 426, *427, 431,* 447–451, *452*
– Überschiebung 103, 114, 420
–, West- 426, 429, 435
– Vorland 421
Karbon 3, 8, 9, 12, 16, 89, *182, 270,* 284, 286, 287, *354, 355,* 370, 374, *399, 412,* 430, *431, 533*
–, oberes 4, 21, 341, *346,* 377, 381, 433, 549
– von Nötsch *7,* 8, 9, 14, 411–413, *355*
Karbonatgesteine 586
Karbonatplattformen, Obertrias 26–29
Kare 378
Kargletscher 67
Karlnock 373
Karlstein 128
Karlsteinite 134
Karn 25, 223–225, 383, 449, 540
Karnabrunn 175
Karnerberg Schotter *467,* 470
Karnische Alpen *4, 7–14,* 16, 21, 24, 92, *98,* 105, 114, 115, 358, 409, 410, 424, *426,* 427, *431,* 447–451, 589, 593
Karnische Geosynklinale 432
Karpat 115, 402
Karpaten 190, 198, 327
Karpatenvorland 84
Karpatische Kerngebirge 327
Karst-Erscheinungen 589
– Folgequellen 587
– Gebiete 580
– Quellen 586, 587, 588
– Relief 430
– Spaltenfüllungen *58*
– Stromsysteme 578
– Wässer 586
Karwendelgebirge 92, *99,* 244, *261*
Karwendelketten 243
Karwendel-Synklinale 243
Kaserer Serie *302,* 302, 303, *310, 312*
Kasimov 433
Katergebirge *247*
Kathreinkogel 373
Katschbachtal 365
Katschberg 300, *303,* 306, 309, 310, 496
– Linie 311
– Quarzphyllite 14
– Schiefer 306
– Zone 359
Kaumberg *98, 253*
Kaumberger Aufbruch 211
– Schichten 35, *39,* 42, 45, 195, *197,* 199, *202,* 210
Kaunertal 491
Keesegg 349
Kefermarkt *156*
Kefermarkter Tertiär 161, 581
Kellerberg 414, 418
Kellerbergfazies 414
Kellerjoch 91
Kellerjochgneis 265, 269
Kellerwand *437, 438*
Kematen (Öl- und Gasfeld) *569*
Kendlbachschichten 228
Kennelbach 148
Kerngesteine *392*
Kernserie 318, *390*
Kersantite 134
Kerschenberg (Rogatsboden) 209
Kesselspitzdecke 311
Keuper 25, *26,* 28, *39,* 110, 113, 178, 191, *207, 296, 299, 329,* 540
– Ablagerungen 258
– Fazies 73, 195, 404
– Mergel 258

– Sandstein 211
– Schiefer 219
– Ton *39*
Kies und Sand 542, 546
Kiesel- und Radiolaritschichten *229,* 230, 231
Kieselgur 540
Kieselkalk *179, 180,* 181, *192,* 227, 228, *229, 253,* 543, 545
– Zone 255, 259
Kieseltone *207*
Kieslagerstätten, alpine 534
Kilb 199, *203,* 209
Kilb 1 (Bohrung) 562
Kilzer Berg *412*
Kimmeridge *207, 229,* 231
Kindberg *285*
Kindberger Beben *513, 514,* 514
Kirchberg-Pretul-Decke 327
Kirchberg/Wechsel 45, 50, 113, 319, *329,* 453, 480
Kirchberger Schotter *467,* 470
Kirchbichl 491, 546
Kirchdorf/Krems 204, 254, 546
Kirchenberg 330
Kirchfidisch 397, *467,* 470
Kirchham (Ölfund) *569*
Kirchham 1 (Bohrung) *156, 162,* 205, 562
Kirchham 2 (Bohrung) *156, 162, 202,* 205
Kirchschlag 326, 328, 330
Kittsee 498
Kitzbühel 267, 534, 545
Kitzbüheler Alpen 269–274
– Horn 269, *275,* 540
– – Serie 273
Kitzlochklamm 306
Kläfferquelle 586, 587
Klagenfurt 383, *583,* 592
Klagenfurter Becken 114, 116, 371, 372, 378, 475, 476, 496, 497, *552,* 555, 592
– Halbfenster 372
Klamm bei Schottwien 284, 288
Klammkalk 306, *311, 312,* 544
– Zone 112, *302,* 304, *311,* 311, *312*
Klapping *463,* 468
Klaus-Pichl/Schladming *553*
Klausberg-Winterstauden-Gewölbe 185
Klausenbachgraben 272
Klausenleopoldsdorf 211
Klauskalk *229,* 230, *406,* 417
Klausschichten 29
Kleegraben *553*
Klein St. Paul 381, 385, *552*
Kleinalpe *388, 389,* 391
Kleinarltal 534
Kleine Karpaten 175, 255, 258, 315, 327, *329,* 330
– Plischa 322
– Ungarische Tiefebene 326
Kleiner Mittagskogel 449
– Mooskofel 437
– Speik 387
Kleines Kremstal 136
Kleinhadersdorf 458
Kleinkirchheim 373
Kleinmariazell 211, 470
Kleinsemmering (Stmk.) *463,* 470, *553*
Kleinsölktal 364
Kleinzell (NÖ) 532
Klement (Öl- und Gasfeld) *569*
Klement 1 (Bohrung) 564
Klement 1 und 2 (Bohrungen) *156, 157*
Klementer Schichten *39,* 40, 42, *171,* 172
Klentnitzer Schichten *171,* 172
Klesenza-Alpe *187*
– Fenster 240
Kletschach-Kogel 403
Kletzenschicht *193*
Kliening *379,* 381, 537
– Fenster 394
– Serie 379, *390, 392, 393,* 394
– Überschiebung 108
Klikauer Schichten 164
Klippen (Baunzen) 211
– Flysch-Fenster *260*
– Hülle 191, 205, 208
– (Wolfgangsee) 101, *202,* 216
Klippenzone, pienidische 256
– von St. Veit 71, *75,* 76, 87, *197, 203, 207*
Klippenzonen 21, 26, 30, 31, *74,* 105, 177–217, 531, 549
Klöch *463,* 470, 545
Klöpfing (Gasfeld) *569*
Klopeiner See 497
Klosters *334*
Klostertal 240, 267, 337
– Scholle 240
Klostertaler Alpen 241, *242*
Kluftgrundwasser 581
Kluftmineralbildung 112, 308
Klusserie *196*
Knittelfeld 591
Knochenartefakte *59*
Knödelbrekzie 383
Knödelhütte (Klastika) 211
Kobernaußer Wald *98*
Köderhöhe 439
Köfels *335,* 347, 491
Köflach 397, 399, 402, 464, 465, 468, 548
Köflach-Voitsberg *551,* 553, 554
Köflacher Tertiär 588
Kölbling-Terrasse *499*
Königsberg *467,* 470, *499*
Königsbrunn 322, 323
Königstetten *157, 165,* 168
Königstuhl 358, 362
Königswiesen *125*
Kössen 52, *153,* 155, *552*
Kössener Rhät 306
– Riffkalk 226
– Schichten *26,* 28, 219, *224,* 226, 294, *296, 298, 299,* 307, *313,* 341, 362, *406,* 414, 417
– Synklinale *246*
– Tertiärmulde 247
Köstendorf 548
Kötschach 410
Kötschach/Mauthen 589
Koglhof 589
Kohfidisch 321, 325
Kohle 30, 41, 44, 45, 63, 66, 67, 91, 115, 116, 163, 173, 206, 208, 234, 235, 377, 401, 402, 421, *422,* 450, 548–554
– Bergbaue 548
– Untertagevergasung 548
Kohleck (Ölfeld) *569*
Kohleführende Serie von Weiz, obere *466,* 470, *553*
– – – –, untere *467,* 469, *553*
Kohlen von Langau 173, *552*
Kohlenflöz von Ilz *467,* 470, *553*
Kohlenserie im Hausruck 163, 551
Kohlentonserie 551
Kohlenwasserstoffe, Aufsuchungsgebiete 556
–, Reserven 558
Kohlreitberg b. Neulengbach 210
Kojen 148
Kojenschichten 147, *148, 151*
Kokkalk 430, *431,* 442
Kokragraben 442, *444*
Kollinkofel *437,* 439
Kollmannsberg 201
Kollmitzberg *140*
Kollmitzer Gneis 127, *142*
Kollnitz *472,* 474
Kollnitzerhütte 387, *388*
Komperdell Alpe 111
Konglomerat von Eppenstein 494
– – Rogatsboden 208
Konglomeratphyllit 328
Konradsheim 206
Konradsheimer Kalk 205, 206, *207*
Kontinentalblöcke *305*
Kontinentale Kruste 33, 71, 73, *74, 305*
Korallenkalke 226
Koralmkristallin 107, 370, 387, 391, *392*
Koralpe *10,* 107, 108, 328, 348, *355,* 380, 385–392, 395, 471, 473, 474, 497, 540, 588
Koriden 107
Korneuburg *157,* 216
Korneuburg 2 (Bohrung) 172, 564
Korneuburger Becken 173, 174, 176
– Schichten *171,* 174, 457, *461*
Korpitschgraben 443, *445*
Koschuta 409, 426, 448, 449, 450, 451, 497
– Einheit *416,* 441
Kosmatica *416,* 448, 450
Kotlagraben 420
Kottaun bei Geras 531
Krabachjoch-Decke 89, 237, 238, *238,* 239, 241, *261, 293*
Kränzchengneise 381
Krakaberg 387
Krakaudorf 364
Kramerkogel 373, 374
Krappfeld *39,* 41, *43,* 44, 45, 348, 381–385, 476, 496
– Eozän 550
– Gosau *406*
– Trias 383
Krassnig Graben 448
Krastal 371, 544
Kraubath 394, 533, 538
Kreide *43,* 89, *192, 193, 196, 197, 207, 212, 229,* 231–236, *298, 312, 329, 346,* 396, *406, 426*
–, Mittlere 40–41, *180*
–, Obere 42–44, 83, 106, *171, 187,*

190, *192, 196, 212, 229,* 232, *233,* 234, 235, *298, 312, 329, 346,* 352, *406, 426,* 548, 549
– Schiefer *38,* 184
–, Untere 32–34, 184, 191, *192, 196, 207, 212, 229,* 234, *406, 426*
Kreischberg 374
Krems (Fluß, OÖ) 158
– (Stadt) 56, 57, 61, 65, 128, 131, 132, *157, 499,* 500, 585
– Schießstätte 57, 61, 65, 66, 485
– Stein 126
Kremser Altstadt *499*
– Boden *58*
– Verlehmungszone 502
Kremsfeld-Terrasse *499*
Kremsmünster *156,* 494, 543, 585
Kremstal (NÖ) 205, 359
Kremstal (OÖ) 484, 494
Krendlmaralm 357
Krennkogel 387
Kressenberg 286
Kressenberger Entwicklung 200
– Schichten *193*
Kreuttal 503
Kreuzbach *388*
Kreuzbergsattel 418
Kreuzbergschotter *466,* 468
Kreuzeck-Gruppe 5, 6, *8, 10,* 11, 108, 348, 351, 352–355, 537
Kreuzen 414
Kreuzenstörung 419
Kreuzgrabenschichten *233,* 234
Kreuzleitenhöhe 436
Kreuzstetten 174, 176
Kriechbaum 539
Kriechvorgänge, aseismische 523
Krieglach *285*
Krimml 492, 589
Krimmler Gneiswalze *303,* 309
– Trias 314
Kristallin der Norischen Decke 106
–, seismische Quellgebiete im außeralpinen 522, 523
Kristallinserie von Waldbach 319, 324
Kristallisation, syntektonische 379
Kristallisationszyklen 381
Kristallsandstein von Wallsee *165,* 167
Kristberg 267
Križna-Decke 41, 255, 331
Kronalm 549
Kronbergscholle *157,* 460
Kronhofgraben 439
Kropfmühl 135
Krumau/Kamp *130, 140*
Krumbacher Schichten 464, *467*
– Schotter 330
– Störung 330
Krummbach-Antiklinale 264
Krustenbewegungen 429
Krustenverkürzung 423
Kuchl 544
Kuchler Flöz *552,* 554
– Horizont 474
Kühnring 173
Kühweger Köpfl 443, 447
– Törl 450
Kürnberg 1 (Bohrung) *156,* 164, *165,* 166, *203,* 206, 563
Kufstein 490, 491
Kugelberg *499*
Kugelhof (Bohrung) 492
Kuhalpe 374, *375,* 375
Kuhberg (Karawanken) *416,* 421
Kuku-Antiklinale 418
Kulm 554
Kulmriegel 328
Kulturpflanzenreste 69
Kumitzberg 371
Kummenberg 181
Kupferbergbau, urgeschichtlicher 68
Kupfererze 534
Kupferkies 42, 291, 292, 295, 377, 534, 535
Kuster 375
Kvetnice Serie 129

Laa/Thaya *157,* 547
Laaber Decke 44, 87, 101, 190, 195, *197,* 198, 200, *203, 207,* 210, 211, 213
– Schichten *39,* 44, 45, *197,* 198, *202,* 211
– Trog *39*
Laaer Becken 503
– Schichten *171,* 174
– Serie 547
Laaerberg *59*
– Terrasse *58, 499*
Laaser-Serie 343
– Wald 418
Lachalpe *252*
Lachalpendecke 264
Lachtalgrundalm 272, *276*
Ladin 222–223, *224,* 383
Ladinische Plattenkalke 424
Ladiser Quarzit 23, 110, 295, *296, 298, 299*
Lärchgraben *412*
– Störung 413
Lafatsch 535
Lagenidenzone 385
Lagerstätten 531–579
Lagunenfazies 223, 414
Lagunengürtel, Trias 28
Lainsitz 164
Lainzer Tiergarten *203,* 208, 209, 213
–– Klippe 211
Lambach 584
Lamellentektonik 423
Laminierung 194
Lammermasse 245, *246,* 249, 251
Lampersberg 356
Lamprophyr 136, 417
Lamprophyrgänge 41, 417
Landeck 291, 336, *344,* 490, 532
Landecker Phyllitzone 239, 243, *334,* 337
– Quarzphyllit *10,* 92, 94, *238,* 268, 339
– Quarzphyllitzone 267, 269, *344*
Landeinfluß (im Helvetikum) 190, 191
Landorf *463,* 471
Landsberg *99*
Landsee 328
Landseer Bucht 328, 452–462
Landshut 94
– Neuöttinger Hoch 40, 50, *50,* 52, 158, 163, 178
Landwasser-Mulde 336
– Trias 108
Langau/Geras *140, 142, 157,* 170, 172, *552*
Langbathzone 254
Lange Teichen 8, 279, *283*
Lange Wand 295
Langenbergtunnel 383
Langenlois 128, *131,* 132, *157,* 175
Langobard 222, 226
Languard-Decke 36, 96, 109, 291, *293*
– Zone 297
Lankowitz *551*
Lantschfeld-Decke 311
– Quarzit 23, *26,* 307, *313*
Laraintal 297
Laramisch-illyrisch *293*
Laramische Phase 37, *38,* 44, 45, *187,* 234
Larsennscholle 241, *261*
Laserz Wand 417
Lasörling 349
Lassee 500, 502
Lasseer Senke 116
Lassing 494, 495, 538
La-Tène Zeit *62*
Latschach 589
Latschur 356, 417
– Gruppe 418
Lattorf 178
Laubensteinkalk *229,* 230
Laudachsee 204
Laufenegg 390
Laufener Schotter 492
Laufnitzdorf 91
Laussa-Großraminger Gosau 262
Laussabauern-Fenster 262
Laussagebiet *233*
Lauterbach 531
Lavamünd *472,* 474
Lavant (Osttirol) *43*
Lavantegg bei Reichenfels 541
Lavanttal *39,* 41, 53, 54, 116, 385, *552*
Lavanttaler Becken 471–475
– Revier 554
– Störung 108, 116, 382, 386, *390,* 518
– Tertiärmulde 554
Lawsonit 308
Lebring 397
Lech *186,* 241, *293,* 549
Lechquellengebirge (s. auch Klostertaler Alpen) *186, 187,* 240
Lechtal 547–548
Lechtaldecke 76, 89, 90, 92, 94, 96, *186,* 237, *238,* 239, 240–245, *246, 261, 293*
Lechtal-Elbigenalp 548
Lechtaler Alpen 227, *233,* 240, 532
– –, Beben *514,* 519
Leckenschober 361
Leibnitz 402, 503, 504
Leibnitzer Feld 504, 590
Leibodenmergel *192*
Leimern-Mergel 44, *180,* 183
– Schichten *192*
Leims-Frauengraben-Gneiszug 286
Leimser Gneise 370
Leimsgraben 284
Leistmergel *179, 192*

Leitha *157,* 501
– Gebirge 113, 315, 326–331, 457, 458, 590
– Kalk 327, 543, 546
– Linie 516, 518
Leitzersdorf *499*
Leitzersdorfer Aufschiebung 175
Lend *311,* 314
Lengfelden 201
Lenzerheide-Flysch 110
Lenzholzer Moor 497
Lenzkogel 390
Leoben 284, 287, 393
Leobener Beben *513,* 518
Leoganger Steinberge 245, *246*
Leonfelden 137
Leopoldsdorf 500, 502
Leopoldsdorfer Bruch *157,* 462, 577
Leoprechting 162
– (Schwerölfeld) 556, 561, *569*
Leoprechtinger Bruch 561
Leppental 475
Lerchbergschichten 231
Lercheck-Kalk *26,* 222, *224*
Lesachtal 12, 114, 410, 422, 424, 429, 435–438, 536
– Masse 410, 438
Lessach 364, *366,* 368
Lessnig 353
Leuchtöl 547, 548
Leukogranitgneise 126
Leukophyllit 327, 538
Leutschacher Sande 465, *466*
Lias *171,* 178, 191, *207,* 227–229, 253, *298, 312, 329, 406,* 417, *426,* 547, 548
– Brekzien *298,* 321
– Dogger-Sedimente 30
– Fleckenmergel 227, 228, *229,* 586
– Kalk 341, *426*
– Spongienkalk 228
Lichtenegg (Gasfeld) *569*
Lichtensteiner Berge bei Kraubath 532
Lichtensteinklamm 306
Liebensteiner Decke 87, 88, 94, 183, *192*
– Kalk 183, *192*
Liechtenstein 185, 186, *196*
Liechtensteiner Flysch 109, 177, 183, 186, *187, 196*
Lienz 589
Lienzer Dolomiten 40, 41, *43,* 106, 114, 414, 417, 424, 448
Liescha *552*
Liesergneise 6, 11, 359
Lieserschlucht 359
Liesingtal *285,* 495
Liezen *39,* 45, 495
Ligist 390
Ligister Plattengneis 390, 391
Lignit von Feldbach *467,* 469
– von Paldau *466,* 469
Lignite *466, 467,* 469, 550–554
Liköflwand 436
Limberg 173, 540
Limnische Serie *151,* 149, *160, 552*
Limonit 531
Lindabrunner Konglomerat 543
Lindach (Öl- und Gasfeld) *561, 569*
Lindach-Süd (Gasfeld) *561, 569*
Lindach 10 (Bohrung) *156*
Lindau *187*
Lineamente 116
Linenberg 1 (Bohrung) 216, 458
Linenberg 2 (Bohrung) 565
Linth 51
Linz *74,* 103, *125,* 137, *156,* 161, 162, 485, 498, *583,* 584
Linzer Sande 547, 581
– –, ältere *160,* 161
– –, jüngere *160,* 161
Lipnitzer Schichten 166
Lisabichl 306
Lithothamnien 292
– Kalke 191, *193,* 201, 208
– Riffe 45
Litschau 173
Litzelsdorf 1 (Bohrung) 572, *573*
Llandovery *274*
Lobau (Grundwasserwerk) 589
Lobminger Schuppendecke 394
Lobnig *552*
– Graben 421, 476
Lochwaldschicht *192*
Löß *58,* 59, 61, 64, 68, 117, *488,* 502, 547
– Bodenfolgen 56, 66
– Gebiete 68
– Landschaft, trockene 117
– Lehm 547
– Profile 65, 66
– Schnecken *59,* 64
Loferer Steinberge 225, 245
Loferite 28, 225
Loibersdorfer Schichten 173
Loiblpaß 428, 449
Loibltal 420, 428, 443, 448, 450
– Störung 420
Loipersdorf 577
Loisachstörung 243, 347
Loja-Persenbeug 545
Lombardische Senke 424
Loosdorf *157,* 167
Lorenzengraben (Trieben) 541
Loretto 462, 543
Losensteiner Schichten *229,* 232, 258
Ludesch 545
Lueg Paß 492
Lünersee *182,* 186
Luhacovicer Sandstein 198
Luitpold-Halbfenster 241
Lumachelle von Nexing 459, *461*
Lungau 492, 555
Lungauer Quarzphyllite 14
Lunz 256
Lunzer Decke 89, 90, 101, 254–259
– Decke I *253,* 256, 259, 262, *263*
– Decke II *253,* 256, 259, 262, *263*
– Deckensystem 101
– Fazies 25, 219, 254
– Hauptsandstein 223
– Musterfalte 101
– Reichraminger Deckensystem 76
– Sandstein 25, 306
– Schichten *26, 39,* 223, *224,* 258, 549, 586
Lurbach 588
Luscha Alm 421
Luschitzer Serie 456, *461*
Lutet *233*
Lydite 442
Maastricht 42–44, 191, *192, 196, 233,* 235, 385, *406*
– von Raschvella 292
Machland 585
Madrisa-Schollen 109, *334*
Madrisazone *187,* 238, 240, 297, 337
Mähren 121, 141, 170, 172, 198
Magdalensberg 205, 374, 381
– Serie 106, 114, *354,* 375, 381, *406*
Magdwiesengraben 279
Magmatismus, paläozoischer 7
Magnesit 91, *268,* 288, 295, 306, 538
–, kryptokristalliner 538
Magnetit 377
Magnetkies 535
Magneto-stratigraphische Epochen *58*
Magnitude (Richter-Magnitude) 508, *520*
Maguraflysch 198
Maier Graben *415,* 448
Maiereck-Antiklinale *247, 252*
Mailberg 174
Mailberg 1 (Bohrung) 170
Mailberger Abbruchzone 175, 563
– Störung 175
Maisberg-Terrasse *499*
Maissau *130,* 132, 173
Maissauer Granit 129
Majolika 31
Makroseismik 507
Malachit 377
Malfrag 295
Mallersbach/Retz 539
Mallestiger Mittagskogel 450
Mallnitzer Mulde 111, 309
Malm 29–31, *171,* 178, *192, 207, 229, 298, 312, 406, 426*
– Basisschichten 230
– Flysch *299*
– Kalke 31, 231
Maltern 323
Maltern 1 (Bohrung) 324
Malutzschuppe 311
Mandling-Schuppe 252
Mandlingzug 105, 278
Mangan 29
– Erz 227, 532
– Schiefer 30, 227
Manhartsberg 129, 173
Maniner-Zone 41
Mank 167
Mannersdorf 543, 546
Mannswörther Zwischenterrasse *499,* 500, 501
Mantscha *553*
March 68, 503
Marchauen 547
Marchfeld 500, 502, 546, 589
Maria Buch 496
Maria Dreieichen 173
Maria Elend (Kärnten) 428
Maria Ellend (Gasfeld) *568*
Maria Schmolln (Ölfeld) 561, *569*
Maria Schutz *317*
– – Störung *317*
Maria Wörth 372
Mariathal 175
Mariazell 262
Markgrafneusiedl 500, 502

Marmolata *99*
– Kalk *426*
Marmore 6, 543
Marmor-Pegmatit-Glimmerschiefer-Serie 394
– – Gneisserie *392*
Marmorserie 387, *389, 390,* 391
Marmorzug von Kogelhof 395
Martennock 356, 357
Masenberg 315
Massenbewegungen 593
Massenrohstoffe 542
Massinggraben 288
Matrei (Brenner) 308, 314, *342*
Matrei (Osttirol) *303,* 314
Matreier Zone 37, 73, 92, 94, 105, 112, *302,* 304, *305, 311,* 311, *312,* 314, 348–352
Matscha 464
Matscherdecke 343
Matschiedler Alpe 419
Mattig 585
Matuyama *58,* 61, 65, 66
Matzen *157,* 420, 456
Matzen (Öl- und Gasfeld) 565, *568*
Matzen-Schönkirchen-Reyersdorf (Öl- und Gasfelder) *567*
Matzener Sand 565
Matzinger Bucht 162
Mauer bei Melk *165,* 168
– (Wien) 458
Mauerbach 1 (Bohrung) *156, 157,* 164, *165,* 166, 167, 169, 170, *203,* 210, 214, 563
Mauls *99,* 114, 340, 450
Maustatt 547
Maustrenk *455,* 456
– -Kreuzfeld (Ölfeld) *568*
Mautern 169
Mauterndorf 538
Mauterndorfer Beben *513,* 523
Mauthausen 542
Mauthausener Granit 133, 542
Mauthen 410
Mauthner Alm 429, 439
Mautnitzer Kalk 172
Maxbergen (Gasfeld) *568*
Mayersdorf (Ölfeld) *569*
Mayrhofen 301, 304
Medvedev-Sponheuer-Karnik-Skala 507, 508
Meeres-Molasse *39*
Megalodontenkalk 414
Mehrnbacher Sande *160,* 162, 584
Meidling im Tal 545
Meiselding 536, 537
Mejnik 451
Melaphyr von Lech *182*
Meleschniksattel 428
Melitzen-Scholle 361
Melk 128, *131,* 136, *157,* 168, 498, *499,* 500
Melker Sande 541, 581
– –, ältere *165,* 167, 172
– –, jüngere *165,* 167
Melker Schichten 167, *171*
Mellau 545
Mellental *187*
Melser Sandstein 23
Mentenkarspitz 364
Meran 94, *99*
Mercalli-Sieberg-Skala 507
Mergelkalk, heller 147, 159, *160, 165,* 166
Mesolithikum *59, 62,* 68
Mesozoikum 22–34, 90–107, *171, 192, 196, 207, 298, 312, 329, 346,* 381, *406, 426*
–, autochthones 101, *160, 165, 171,* 178, 581
–, mittelostalpines *346,* 361, *406*
–, zentralalpines 5, 9, 21, 107–109, *346, 406,* 588
Messern 127, 128, *130,* 132
Messerner Bogen 132
Metadiabasserie 362, 378, 381
Metamorpher Kalkkomplex 340, 341
Metamorphite, vorvariszische 308
Metamorphose 110, 265, *343*
–, alpidische 4, *46,* 307, 308, 348, 370, 423
–, altalpidische 5, *46,* 106, 107, *345,* 359
–, jungalpidische *46,* 297
–, kaledonische 348
–, variszische *4, 46,* 106, 107, 308, 345, 348, 370
–, venitische wurzellose 379
Meteoreinschläge 53, 490, 491
Metnitz 532
– Fenster 377
– Schwelle *376*
– Tal 374–376, *376,* 496
Michelstettener Schichten *171,* 172
Mieminger Gebiet 243
Miesbach 1 (Bohrung) 158, 181
Miesberg *153,* 154
Miesenbacher Fazies 221, 264
Mieslkopf 314
Migmatische Zone *389*
Migmatite 387
Miklauzhof 421
Millstätter Alpe 359
– Glimmerschiefer 359
– See 352, 359
– Serie *355,* 359, 372
Mindel 56, 57, *58,* 65
Mindel-Riss-Interglazial *58,* 63, 65, 543
Mineralische Rohstoffe 531–574
Mineralwässer 592, 593
Mineralzonen *344*
Minette 134
Miozän 51–54, *148, 151, 160, 165, 171, 215, 461, 466*
Mirnock 371
Mischendorf 1 (Bohrung) 571, *573*
Mischschotter 476
Mischserien, penninisch-unterostalpine 310
Mistelbach *157*
Mistelbach 1 (Bohrung) 457
Mistelbacher Hochscholle 453–460
– Schotterkegel 459, *461*
Mittagskogel 426, 428, 442
Mittagsnock 411
Mittelbünden 336
Mitteleozän 191
Mittelgebirge, Tiroler 488, 490, 495
Mittelkärnten 4, 13, 14, 72, 106, 375
Mittelkreide 191, 195, 201, 208, 209, 211
– der Hohen Kugel *180*
Mittelländische Molasse 52, 54
Mittelmoravische Phase 132
Mittelostalpin 72, 75, 76, 86, 92, 94, 96, *98, 99,* 101, 103, 105, 107, 108, 113, 358, 380, 397, *406*
Mittelostalpines Kristallin *7,* 72, 73, *74,* 91, 92, 94, 101, 103
Mittelpenninikum *293*
Mittelpleistozän *58,* 64, 65
Mittelschichten *193*
Mitterberg (Salzburg) 534
–, Kupferbergbau 537
–, Kupfererzgang *535*
Mitterberger Gebiet 277
– Kupferkieshauptgang 534, *535*
– Schichten 277
Mitterfladnitz 470
Mitterlabil 1 (Bohrung) 572, *573*
Mitterndorf a. d. Fischa 589
– (Stmk) 493, 495
– (Tullner Becken) *499,* 500
Mitterndorfer Schichten 219, *224*
– Senke *157,* 462, 502, 589
Mittersill *302,* 533
–, Scheelitlagerstätte 534
Mitterwald *499*
Mittlere Terrassengruppe 504
Mixnitz, Steiermark *58,* 64, 397, 402, 532, 541
Modereckdecke *305,* 309–312
Mödling *253, 257,* 258
Mödlinger Hochscholle 457, 462
Mölbegg 365
– Schuppen 278, 365
Mölbingkalke *354*
Möllbachl bei St. Corona 319
Möllkopf 353
Mölltal 351–355
– Linie 310, 418, 420
– Störung 353, 371, 372
Möls Berg *310*
Mölser Decke 304, *310,* 314
Mölstal 314
Möltern 113, *322*
Mönchalpgranit 338
Mönchsberg 492, 543
– Konglomerat *58,* 65
Mönichkirchener Blockschotter 464, *467*
Mörbisch 330
Möselgraben bei Prein 288
Mötlasberg bei Freistadt 541
Mohnenfluh *186, 261, 293*
Mohorovičič-Diskontinuität *390*
Molasse 49–55, 84, 103, 105, 144–176, 189, 190, *192, 193,* 531, *583,* 585
–, Ältere Innere 144
–, Äußere 144
–, Äußere Zentrale 144
– Fenster 190, 208
–, Gefaltete 178
–, Gestörte Äußere 144
–, Innere 49, 144
–, Innere Zentrale 144
–, Jüngere Innere 144
– mit aufgearbeiteten Fossilien *165,* 208, 209
–, oligozäne 185, 206
–, Subalpine 85, 145, 150
–, transportierte „Subalpine" 84
– Trog *74, 75,* 84, 85, 101
–, Überschobene 84

–, Ungestörte Äußere 145
– Untergrund 177–188, 300, 549
– Zeitmarken 200
–, Zentrale 144
– Zone 49, 84, *98,* 101, 103, 115, 144, *202,* 543, 550, *552,* 558, 560, 562, 578, *579,* 580–585, 593
– Zyklus, zweiter 144
Mold 127
Moldanubikum 3, 17, 83, 121–129, 139, *140, 141,* 539
–, tieferes *142,* 142
Moldanubische Glimmerschieferzone 141
– Überschiebung 83, 127, 129, 139, 142
Molln 495
Mollner Beben *511, 515,* 522, 523, 525
– Linie *247*
Molter Schichten *171,* 173
Molybdänerz 533
Molybdänglanz 301
Mondschein-Antiklinale 243
Mondscheinspitze *261*
Mondsee 61, *62,* 66, 68, 201, 249, 486, 493
Monotone Serie 121, 122, 127, 139, *140–142*
Montafon 110, 267, 336, 337, 344, 534
Montblanc *50*
Monte Peralba 436
Monzoni 24, 115
Moor 63, 67, 492, 493, 554
– Fazies 551, 553
– Profile 68
– vom Walserberg 492
– von Röschitz 493
– von der Gjaidalm 493
Moosbierbaum K 2 und K 5 (Bohrungen) 167, 168
Moosbierbaumer Konglomerat *165,* 166
– Sporn 166
Moosbrunn 459
Moosbrunner Senke 116
Moosegg bei Kuchl 540
Mooskirchen (Bohrung) 571, *573*
Mooskofel 439
Moränenwälle *389*
Moravikum 83, 121, 139, *140, 142* 391
Moravische Zone 129, 132, 139
Moravo-Silesisches Gebirge 83
Mordbichl 417
Moschkogel 387
Mosermanndl 300
Moserweber 390
Moserwinkl 375
Mousterien *59*
Mucronaten-Schichten *171,* 172
Mühl *125*
– Zone 135, 137, 142
Mühlbach/Hochkönig 534
Mühlbacher Kogel 397
Mühlbacher Riesenkonglomerat 147
Mühlbachtal 68, 69
Mühlberg (Öl- und Gasfeld) 565, *568*
Mühlberg 13 (Bohrung) 456
Mühlbergflur 503
Mühlbergkalk 231
Mühldorf 122
Mühldorfer Gneis 127
– Schichten 385, 473
– Schotter *467,* 469
Mühlen 373, 381
Mühlfelder Halbfenster 259
Mühlgrub 1 (Bohrung) *156*
Mühlviertel 121, 133, 135, 542, 555, 580, 581, 593
Mülldeponien 546
Mündungsstufe 300
Münstertal 339
Münstertaler Kristallin 339
Münzgraben 547
Mürbsandstein *39,* 44, 198
Mürbsandsteinführende Oberkreide *197,* 198, 200, 201, 204, 206
–– und Alttertiär *202*
Mürlikalk 181, *192*
Mürzalpe 262
Mürzalpendecke 89, *247, 253,* 256, 262, *263,* 264
Mürzdecke 316
Mürzlinie 103
Mürztal 403, *583,* 591
Mürztaler Alpen *407*
– Fazies 223
– Grobgneis 11
– Kalk 223
– Mergel 223
– Schichten 221
Mürzzuschlag *285,* 403, 587
Müsel Alpe 185
Mugel-Rennfeldgneise *392*
– Gneise 369
– Kristallin 393
– Rennfeld-Kristallin 11, 287
– Rennfeld-Zug 403
Muggendorf-Deckscholle 256, *263*
Mujava 175
Munderfing *552*
Munderfing (Gasfeld) *569*
Munt da la Bescha 296
Muntigl 194
Mur *98,* 381, 485, 489, 495, 504, 591
– Alpen 5, 8
– Kristallin 374
– Mürz-Furche 477
– – Gebiet 116
– – Leitha-Linie, Erdbeben an der 515–518, 525
– – Störungen 108
Murau *10, 98,* 358, 362, 373, 374, 375, 496
Murauer Beben *513, 515,* 516, 518
– Kalke 361, 374
– Paläozoikum *7,* 9, 12, 14, 86, 90, 91, 361, 364, *366,* 374, *375,* 375, 376, *406*
Murbecken 464, 465, 468, 473
Mureck 1 (= Gosdorf 1, Bohrung) *463,* 464, 465, 571, *573*
Mureck-Gneis *303,* 309
Murfeld *583,* 590
Muriden 107
Murnauer Mulde 151
Murstetten 1 (Bohrung) 168
Murtal 287, 359, 374, 378, 396, 399, 496, 503, 504, *583*
Murtörlserie 304
Muschelkalk 178, *182,* 222, 545
–, Alpiner 222, *406,* 413, 417, 418, 420, 421, 450, 451
–, Germanotyper 24
– Konglomerat *426,* 447
Muschenik 421
Mussen 418
Muttekopf *38,* 44, *233,* 241, *261*
Muttergestein, Kohlenwasserstoffe (Wiener Becken) 570
– oberösterreichischer Kohlenwasserstoff-Vorkommen 562
Mutters *342*
Mutzenfeld *553*
Mylonitisierung 108, 139, 593
Mylonitzonen 128

Naafkopf *187*
Naas *553*
Nagelfluh 543
Nagelschmiedpalfen 276
Namloser Beben *514,* 519, 525
Namur 413
Nannoplankton 198, *212, 213, 214, 215*
Naphtha 547, 548
Naßbaggerung 546
Nassereith 533, 549
Nassereither Beben *514,* 519
Naßfeld (Karnische Alpen) 426, 441
Naßfeldpaß 433
Naßwald 262
Natternbacher Bucht 162
Naturwerkstein 542–544
Nauders 291, 339, *344*
Neanderthaler *59*
Nebelstein *125*
Neogen 328, 396, *407*
Neokom, *192, 207, 229, 406,* 417
– Flysch 194, *197,* 200, 209, *296, 299*
– Kalke 210, *415*
– Mergel 32
Neokome Aptychenschichten *229,* 232
– Flaserkalke 341
Neolithikum *59, 62,* 68, 537
Nerineenkalk 235, 549
Nesselwängle-Halbfenster 241
Neuberg 287
Neue Welt 549
Neufeld *553*
Neufelden *124*
Neuhaus 1 (Bohrung) 571, *573*
Neuhaus-Plöcking 542
Neuhauser Granit 542, 545
– Schichten 204, *207*
Neuhofen 496
Neulengbach *157,* 167, 176
Neulengbacher Beben 511, *513,* 515, 521, 522
Neulichtenwarth (Ölfeld) *568*
Neumarkt 373, 375
Neumarkt-Kallham 161
Neumarkter Becken 373, 374
Neumühl 1 und 2 und 3 (Bohrungen) *168*
Neunkirchen *157,* 459
Neunkirchner Schotterkegel 546, 589
Neurohr 537
Neusiedl/Grillenberg *553*
Neusiedl-Steinberg (Ölfeld) *568*

Neusiedlersee 589
Neustift 206
Neuwaldegg (Wien) 210
Nibelungengau 499
Nickelerz 295
Nickel-Kobalterz 534
Niedere Tauern *10,* 107, 108, 266, 275, 278, 363, 368, 373
– –, Südrandstörung 364
Niederfladnitz 539
Niedergail 410
Niedergailtal 438
Niederhollabrunner Kalk 172
Niederleis 457
Niedermoor 555
Niederösterreich 40, 64, 121, 129, 132, *193, 197, 552*
Niederrußbach 1 (Bohrung) 173
Niedersulz (Gasfeld) 565, *568*
Niederterrasse 65, 495, 496, *499,* 501, 584
Niederterrassenfeld, unteres 501
Niederterrassen-Schotter *58*
– Staffeln, tiefere *499,* 501
Niederwaiding 161
Niederwölz 364
Nierentaler Fazies *233*
– Mergel 44
– Schichten *38, 39,* 217, *233,* 234, 235
Nieselach 67, *553*
Nikolsburg 172, 173
Nockgebiet *355,* 358, *360,* 372
Nöckelberg 534
Nöhagen 126
Nölblinggraben 429, 439, *441*
Nördliche Kalkalpen 21, 23, 24, 28, 29, 33, *38, 62,* 71, 72, 73, 76, 81, 86, 88–90, 92, 96, *98,* 101, 103, 105, 107, 109, 177, 190, *202, 203, 207,* 218–264, 383, 535, 543, 549, 560, 562, 586, 587
Nößlachjoch 548, 549
Nötsch 3, *7,* 8, 9, *10,* 11, 12, 410, 411
– Graben 410, *412,* 413
– Grabenfolge *412*
– Grabengruppe *355,* 411, 413
Nor *224,* 225, 226, 227
Nordtirol 222
–, Erdbeben in 518, 519
Nordtiroler Fazies 254
– Kalkalpen 92, 105, 109, 243, 424
Norische Decke 8, 9, 12, 14, 89, 91, 101, 266, 279–284, *280, 282,* 286, 288
– Linie 265, 287, 288
– Senke 53, 477, 478, 551, *552*
– Überschiebung 287
Nostra Alm 438
Nüziders 186, 240
Nummuliten-Assilinenkalke 204
– Kalke 44, 45, 181, 204, 385
Nummulitenschichten 181, *182*
Nummuliten-Schiefer *180*
Nußbach 205
Nußdorfer Bruch *157,* 462
Nussensee 253

Obdach 473, *552*
Obdacher Beben *514*
– Sattel 392
Ober-Alpl-Störung 417
Oberälpliserie *196,* 290
Oberalmer Kalk *229,* 231
Oberalmer Schichten 31, 230, 231, 248, 544, 546
Oberangerberg *153*
Oberaudorf *153,* 155
Oberaudorfer Schichten 152, 232
Oberaustall (Ölfeld) *569*
Oberdorf 284, 538, 553, *553*
– Hohenburg 287
Oberdrauburg 536
Oberdürnbach 540
Obere Hallstätter Decke 253
– Meeres-Molasse 148, *148, 151, 186, 187*
– Roßfeldschichten 232
– Schieferhülle 300, *302,* 303, 309, *312,* 544
– Süßwassermolasse 105, *148,* 149, *151, 186, 187*
– Terrassengruppe 504
Oberer Gneiszug 291, 296, 297, 339
– Steinmühlkalk 231
Oberfellabrunn 503
Oberflächenwellen-Magnitude 508
Obergail 410, *437*
Obergurgl 491
Oberhalbsteiner Flysch 110
Oberhöflein 548, 550
Oberjurakalke 341
Oberjuraradiolarite 341
Oberkarn (Tuval) 223
Oberlaa (Gasfeld) 558, *568,* 570
Oberloibach *552*
Obermarkersdorfer Bucht 173
Oberminathal (Gasfeld) *569*
Obernberg 1 (Bohrung) 578
Oberneuberg *467,* 470, 536
Obernig 352
Oberösterreich 40, 64, 121, 189, 198, *552*
Oberostalpin *27, 43,* 73, *75,* 86, *98, 99,* 107, 358, 379, 380, *406*
Oberostalpine Decken 106
Oberostalpines Kristallin *74*
Oberpullendorf 460
Oberrhätkalk *26,* 219, *224,* 226, *299, 415*
Obersenon 191
Obersiebenbrunn 500, 502
Oberstdorfer Fazies *196*
Obertal 368
Oberteufenbach 584
Oberwaidisch 420
Oberwang 201
Oberwart *463,* 470
Oberwölz *74,* 364, *367,* 373
Oberzeiring 364, 365, *367,* 536, 537
– (Silberbergbau) 540
Obir 414, 420
Obladis 297
Obojnik Graben 448, *452*
Odderade-Interstadial 66
Öblarn 495
Öd bei Amstetten 500
Ödenburg 457
Ödenhof *98*
Ödenhoffenster 90, 101, *253, 263,* 264
Ödensee 493
Öffnung von Ozeanböden 31, 35, 38, 70, 199
Öhrlikalk 179, *192*
Öhrlimergel 179, *192*
Ökostatigraphie *62*
Ölschiefer 547, 548
Ötscher *98, 252,* 255
– Decke 89, 90, 101, 103, *253,* 254, 256, 258, 262, *263,* 577
– Deckensystem 101
Ötztal 17, *18,* 347, 491
– Decke 94, *346*
– Kristallin 5, *11,* 107, 269, *293,* 338, 536
– Stubai-Einheit *335*
Ötztaler Alpen 107, 108, 111, 269, 291, 332, 338–347, 588
– Masse 90, 94, 96, 297, *342*
Ofen 387
Offenhausen (Gasfeld) *560, 569*
Ofneralpe 374, 375
Ofterschwanger Schichten *196*
Ohlstorf 201, *202,* 205
Oichinger Schichten *193*
Oistra 421
Olanger Dolomiten 448
Olbersdorf 129, 132
Oligozän 48–51, *74, 148, 151, 160, 165, 171, 215,* 292, *461, 466*
– von Rogatsboden 206
Olistholithe 90, 227, 291, *293,* 304
Olisthostrome 90, 227
Ollersbacher Konglomerat *165,* 166
Olperer *310*
Olsnitz *463,* 464
Oncophora-Schichten *160,* 163, *165,* 168, *171,* 174, *461*
Oolithkalkgruppe 179, *192*
Opfenbach 1 (Bohrung) *99,* 145, *146,* 147, *148,* 178, *186,* 560
Ophiolithe 33, 70, 73, *74, 75,* 88, 94, 109, 111, 183, 240, 291, *293,* 294, 295, 297–*299, 312, 313,* 315, 321, *329*
Oppersdorf *552*
Oppersdorfer-Flöz 554
Opponitzer Decke 258, 259
– Kalk 25, *26,* 223, 546
– Rauhwacke 219, 223, 258
– Schichten 223, *224*
– Teildecke 256
Orbitoidensandstein *233,* 235, *236*
Orbitolinensandstein *229*
Orbitolinenschichten 234
Ordovizium 3, 5–13, *270,* 279, *354, 355,* 380, 381, 429, *431*
Ornding *499,* 500, 501
Orogenese, alpidische 370, 393, 423
–, altalpidische 36–48, 71–77, 396
–, jungalpidische 49–55, 73
–, variszische 4, 8, 11, 13, 16, 369, 409, 433
Orth *157*
Orth 1 (Bohrung) 456
Orth/Donau (Gasfeld) *568,* 570
Orther Konglomerat 456, *461*
Ortler 24, *38,* 94, *99,* 109, *346*
– Decke 36, *293,* 297
– Trias 94, 96, 108, 109
Oselitzenbach *442*
Oslip 330

Osserkalke 399
Ossiacher See 372
– Tal 376
– Tauern 372
Ostalpen 3, *12, 43, 46, 62,* 70–77, *74, 75,* 109, 110, 116
– Beben, wichtigste *513–515*
– Raum *62*
–, Überschiebung der 110
– Westrand 177
Ostalpin *12,* 36–39, 86, 532
Ostalpine Subduktion *75*
Ostalpines Altkristallin 177
– Kristallin 107
Osterachtal 240
Ostergunten-Störung 185, 186
Osterhorn-Gruppe 64, 228, 230, *246,* 249
– Schuppe 249, *260*
– Tirolikum 105, 249
Osternig 441
Osterwitz 390
Ostrong 122
Ostroutza 420
Oststeirisches Becken 462, *463,* 464, 465, *466, 467,* 468, 575
– Hügelland 315
Oststeirisch-südburgenländisches Bekken 590
Osttirol *406*
Oswaldiberg 371
Ottakring (Wien) 458
Ottdorf 204
Ottenschlag *131*
Ottenstein *140*
Ottnang 115, 149, 162, 551
Ottnanger Schlier *160,* 162
Oxford *207, 229,* 231
Ozean, penninischer 31, 35, 38, 70, 199
Ozeanboden 35, 184
Ozeanische Kruste 33, 70, *74, 75,* 110, 112, *305,* 310
Ozeanisierung 35, *187*

Paaler Konglomerat *354,* 363, 374
Paalgraben 373, 374, 376
Paasdorf 457
Pachycardientuffe *426*
Pack 391
Packalpe 386, 392
Packsattel 386, 391
Packwinkel 386
Paläogen *239, 246*
Paläogenbecken *247*
Paläogeodynamik *38, 74*
Paläogeographie, Altpaläozoikum *10*
–, Grundgebirge 9–13
–, Paläozoikum 9–13
Paläokarst 258
Paläolithikum, jüngeres *62*
Paläomagnetische Daten 423
Paläomagnetismus 56, 61
Paläotemperatur, Trias 28
Paläotethys 22, 23, 115, 428
Paläozoikum 1–20, 22, *171, 270, 354,* 374, 396, 397, 421, *426,* 428, 429, *431*
– Alt- 16, 83, 91, 92, 105, 111, 115, 265, 267, *270, 354,* 356, 357, 375–377, 381, 386, 397, 402, 408, 410, 423, 424, *431*
–, autochthones *160, 165, 171,* 581
–, Eisenkappeler 409
– Jung- 21, 22, *270,* 304, *329, 354, 431*
– Mesozoikum-Grenze 22
–, metamorphes 376
–, Mittelkärntner *7,* 12, 409
–, südalpines 439
– von Neumarkt 376
Paldau *553*
Paldau 1 (Bohrung) 572, *573*
Paläozän 44, 190, *192, 193, 196, 215, 233,* 234, *298, 346, 406*
– Eozän 44–47, 106, 191
– Flysch *197,* 209
Palfrisschiefer 179, *192*
Palinspastik, altalpidische *38*
–, postvariszische 70–78
Palten 494, 495
– Liesingtal 103, 278–287
Paltental *285*
Pamhagen 1 (Bohrung) 573, *573*
Pannon 116, 326, 575
–, oberes 554
–, unteres 551
Pannonische Masse 391
– Tiefebene 422, 550, 554
Pannonisches Becken 571, 575, 577
Panzendorf 535
Parmasegg Kogel 400
Parndorfer Platte 590
Parschlug *552*
Partenen *334*
Partnach bei Wallern 540
Partnachdolomit 306
Partnachkalk 222, 306
Partnachmergel 222, 414, *415,* 420, 421
Partnachschichten 24, *26, 182,* 219, 222, *224,* 244, *313*
Partnachschiefer 222
Partnom-Flyschhalbfenster 240
Pasel-Stollen 537
Passail 396, 399, *400, 553*
Passailer Mulde 397
– Phyllite 399, 400
Passau *124*
Pasterk 444
Pasterkfels *446*
Paternion 414
Pattenauer Schichten *193*
Paudorfer Leimen 485, 486, 493, 502
Paul-Helfers-Quelle 589
Pauliberg bei Landsee 328, 460, 545
Paulitsch Wand *446*
Pausramer Einheit 52–54, 170
Pechblende 42, 537
– Gold 42
– – Paragenese 42, 534
Pechgraben 190, *203,* 205, 206, 549
Pedatakalk 220, 253
Pedataschichten 226
Peggau 399, 504, 536, 545, 546
Pegmatoide Gneisserie 395
Peilsteindecke 256
Pendel-Flöz *551,* 553
Pendlinghöhle 491
Penken (Mayrhofen) 314
Penken-Turia *552*
Penninfenster von Möltern, Bernstein, Rechnitz *322*
Penninikum *12,* 16–*19,* 24, *27,* 30, 35–39, *43,* 73–76, 86, 92, 94, 96, *98, 99,* 101, 103, 105, 110, 111–113, 291, *298,* 300, *302*–304, 309, *310–312,* 320, *329*
– Nord- 184, *187, 293*
– Süd- 110, 184, *187, 238, 293*
Penninisch-innerdinarischer Gürtel 326
– unterostalpine Mischungszone 304, *311, 312*
Penninische Decken 109
– Fazies 303
– Fenster 76, 86, 300, 532
– Subduktion *75*
Penninischer Ozean 29, 31, 33, 73, *75,* 76, 109, 112
– Raum 21, 35–39, *305*
– Trog *75*
Penninisches Deckensystem 86
Perbersdorf 1 (Bohrung) 397, *463,* 464, 465, 572, *573*
Perchauer Sattel 381, 496
Perchtoldsdorf *257*
Perchtoldsdorfer Synklinale *257*
Perg *156,* 161, *499,* 542
Perger Kristallsandstein *160,* 161
Periadriatika 17, *19*
Periadriatische Intrusiva 92, 94, *99,* 114, 349, 417
– Naht 72, *74,* 86, 92, 94, 103, 105, 114, 116, 341, 348
– –, Starkbeben an der 519, 521
– Plutone *38,* 41
Periadriatisches Lineament 54, 408, 422–424, 426, 428, 435, 444, 446, 449
Periglazialbereich *58*
Periglazialgebiete 56, 67
Peripieninisches Lineament 516, 521
Perlgneis *124,* 138
Perm 3, 4, 9, 21, 128, 137, 138, *171,* 219, *224, 270, 354, 426, 431,* 433, *434*
–, marines 22, 115
–, oberes 540
–, unteres 377, 381
– von Zöbing *124,* 137–138, *171*
Permeabilität 574, 577
Permomesozoikum 108, *298, 312, 329, 346,* 352, 356, 413, 426
–, Ostalpen zentrale *406*
–, zentralalpines 21, 72, 103, 107, 108, 397
Permoskyth 11, *182,* 418
– Sandstein *26, 355, 384,* 413
Permotrias 106
Pernecker Kogel 205
Pernitz 256
Perschenegg 1 (Bohrung) *156, 157,* 166, 167, 214, 563
Perschling 498, 500
Perwang 1 (Bohrung) 52, 54, 84, 144, *156,* 158, 159, 163
Pessendellach 442
Petzeck 351
Petzen 414, 420, 421, 475, 536
Peuerbach *124,* 161, 162

Peuerbacher Granit *124,* 136
Pezidgrat 295
Pezid-Zone 292, 294, *298*
Pfänder *146,* 185, *187*
Pfänderfächer 148
Pfändergipfel 149
Pfävigratserie 40, *187, 196*
Pfaffenberg bei Deutsch-Altenburg 64, 330
Pfaffenholzschichten 172
Pfaffensattel 318
Pfaffstätt (Gasfeld) *569*
Pfahlbauten 68
Pfahl-Störung 137, 138
Pfahlzone *18*
Pfannbauernquelle bei Gußwerk 587
Pfannock 374
– Einheit 106, 358, 361, 363, *406*
– Gneis 362, 363
– Karbon *355*
– Kristallin 374
Pfannspitze 426, 436
Pfennigbach bei Puchberg 221
Pflastersteine 542
Pflerschtal 341
Pflierschbach *342*
Pfriemes Scholle 341
Pfunds *334*
Pfundser Zone 292, 294, *298, 335*
Phengit 5
Phosphate 541
Phosphaterde *58,* 61
Phosphorit 179, 181
– Quarzite 541
– Sande *160,* 162, 541
Phyllitgneis 91, 94, *182,* 339
– Decke 267
– Zone 36, 72, *238,* 239, 297, *334,* 336
Phyllitgruppe (Saualpe) 108, 378, *379*
Phyllitische Glimmerschiefer 359
Piberbach (Ölfeld) 562, *569*
Piberbach 1 (Bohrung) *162*
Piberstein *551,* 553
Pichl 328
Pichla 1 (Bohrung) 572, *573*
Pielach 68, 498
– Gebiet 209
Pielacher Tegel *160,* 161, *165,* 167, 172
Pienidische Klippenzone 36, 40, 216
Piesenkopfschichten 42, 184, *187, 196*
Piesting 501
– Tal 264
Pietra verde 414
Pikrit *197,* 199, 213, 217
– Tuffe 199
– Vulkanismus 211
Piller Sattel 291, 297
Pillow-Strukturen 292
Pinka 470
Pinkafeld *463*
Pinkafeld-Friedberger Bucht *463,* 464, 465, *467,* 468–470
Pinolith 544
Pinswanger Schichten *193*
Pinzgau 314
Pinzgauer Phyllit 275
Pirawarth (Ölfeld) 565, *568*
Pirker Bruch 417, 418
Pitschgaukonglomerat 465, *466*
Pitten *553,* 588
Pitten (Fluß) 501
Pittener Beben siehe Seebensteiner Beben
Pittental 328
Pittersbergzug 418
Pitz Cotschen 296
Pitzenbergschotter *160,* 163
Pitztal 337
Piz Buin 291
Piz Chamins 294
Piz Champatsch 294
Piz Lad 291, 339, 340
Piz Minschun 295
Piz Mundin 292, *293,* 297
Piz Rims 291
Piz Scalambert *293*
Piz Tasna 295
Plabutsch 397, 462, *463*
– Buchkogel-Zug 400
Placklesschichten 226
Plankenstein 206
Plankner Serie *196*
Planknerbrückenserie 184, *196*
Plankogel 532
– Serie 379
Plansee 547, 548
Plansott *187*
Planularia-Schichten 456, *461*
Plaseggenpaß 186
Plassen 245, *250,* 251, 252
– Kalk 31, *229,* 230, 231, *250,* 543, 546
Plateauberge 89, 246
Platt *157,* 173, 174
Plattadecke 33, 109, 110
Platte bei Graz 532
Plattelschotter *58*
Plattengneis 386, 387, *389,* 390
– Lineation 386, 391
– Tektonik 390
Plattenkalk 26, 28, 219, *224,* 225, 307, 361, *406,* 414, *415,* 418
– Fazies 414
Plattenkollision 47
Plattentektonik 32, 70, 71, 81, 310, 423, 424
Plattlquarzite 393
Platzl-Fenster 262
Plawennkristallin 339
Pleissing *130*
Pleisslingdecke 311, 314
Pleisslingfazies 304, 306, *310, 313*
Pleistoseismisches Gebiet 511, 521, 522, 525
Pleistozän 56–69, 117, 484–504
Plenge *437,* 438, 439
– Fazies 429, *437*
Plesch 397
Pleschaitz 374, 377
Plesching 161, 541
Pleschitz 373
Pliensbach 227, *229*
Pliess Alm 418
Pliozän *461, 466,* 484, 575
Plöckener Fazies 7, 429, 430
Plöckenpaß *432,* 436
–, Straße 426
Plöckenstein 121, *124,* 137
Plöckenstraße 439
Plöckinger Granit 137
Pluvialzeit 67
Podersdorf 1 (Bohrung) 572, *573*
Podersdorf 2 (= Frauenkirchen 1; Bohrung) 572, *573*
Podhale-Flysch 50
Podlanig 411, *553*
Pöchlarn 127, *131,* 141
Pöckau 442
Pöggstall *157,* 172
Pölfing *553*
Pöllandgruppe 411, 413
Pöllandschichten *355*
Pöllau *463,* 532, *553*
Pöllauer Bucht *463,* 464, 470
Pöls 364, 591
Pölser Mergel *466,* 468
Pölslinie 368, *369,* 370
Pötschenkalk 28, *224,* 226, *250,* 253
Pötzleinsdorf (Wien) 213
Pötzleinsdorfer Sande 458, *461*
Pohorje 382
Polinik 308, 352, 439
Pollen 428
– Analyse 56, 57, 60, 63, 68, 540, 555
– Diagramme 57, 60, *62,* 66
– Zonen 57, *62*
Polster 279, 280, *281,* 282
– Quarzit 13, 279, 287
Poludnig 441, 532
Polymetamorphose 380
Pont 554
Porphyrmaterialschiefer *305*
– Schuppe 309
Porphyroid 13, 276, 279, 280, 284, 286, 287, 289
Porrau 1 und 2 (Bohrungen) 170, 173
Portlandzement 232
Porze *437*
Posidonienschichten 30, 191, 205, *207*
Posidonienschiefer 30, 295
Poßruck 382, 402, *463,* 464
Postbasaltische Schotter *467,* 471
Postglazial 57, *62,* 63, 68
Postvariszikum 267, 269
Postvariszische Bedeckung 21, 22
– Palinspastik, Ostalpen 70–77
– Rumpffläche 117
Potebbaner Tal 441
Potok Graben 448, 451
Poysbrunner Scholle *454,* 456, 457, 458, 460
Poysdorf *157*
Poysdorf 2 (Bohrung) *156, 157,* 170, *171,* 172
Präbasaltische Schotter *467,* 470, 471
Präbichl *281*
– Schichten *14,* 91, 219, *224,* 256, 264, *270,* 284, 286–288
Präboreal *62,* 64, 65, 68, 492
Prägraten 544
Prägünz *58*
Präkambrium 6
Prättigau 42, 109, 110, *196,* 297
– Flysch 32, *38,* 40, *43,* 44, 45, *74, 75,* 109, 110, 177, *182,* 183, 184, 186, *187, 196,* 290, 292, *334*
– Halbfenster *334*
– Schiefer 240, *298,* 336
Prävariszikum 1–20

Prambachkirchen 541
Pramelreith 549
Pramquellen 163
Pranker Höhe 359, 374
Prapotnik 448
Praterterrasse *58,* 488, *499,* 501, 547
Preber 5, 365, *366*
Predazzo 24, 115
Predltal 376
Preg 545
Pregarten *125*
Pregartener Beben *515,* 522, 525
Preimser Serie 379, 380, 387, 390, *392, 393*
Prein 287
Preining 374
Preißgraben 288
Preitenegg *472,* 474
Premstätten 547
Presanella 94, *99*
Preßbaum 211
Preßegger See 410
Preßner Alpe 378, 381, *382*
Pretul-Decke 316, 319
Preverniksattel 421, 476
Priabon 232, *233*
Priedröf-Gneise 359
Prien-Fenster *246*
– Störung *246*
Prigglitz 264
Prijakt 351
Prinzenkogel 319
Prinzersdorfer Sande *165,* 168
Probstmulde 316
Produktion, Kohlenwasserstoffe 558
– von Öl und Gas im Wiener Becken 570
– – – – – in Oberösterreich 561
Produktionswert, inländischer Bergbau 531
–, Massenrohstoffe 542
–, nichtmetallische Mineralrohstoffe 538
Proterozoikum *10,* 408
Prottes 459
– Tief (Ölfeld) 566, *568*
Prutz 295, 297
Prutzer Zone 292, *293,* 295, 296, *299, 334*
Pseudoschwagerinenkalke 443
Pseudoschwagerinenschichten *431,* 434
Pseudotachylith 108, 291, *296,* 333
Puch-Weißenstein 371
Puchberg-Mariazeller Linie 262
Puchberg/Schneeberg 262, 264, 540
Puchberger Beben *514*
Puchenstuben 259
Puchkirchen 1 (Bohrung) 560
Puchkirchen-Wegscheid (Öl- und Gasfeld) *569*
Puchkirchener Serie *160,* 161, 166, 167, 547
Puitentalzone 244
Pulkau (Bach) *130, 157,* 170
Purgstall 208
Puschlin 336
– Thialspitz-Zone 108, *293, 334*
Pusterer Linie 422, 424
Pustertal 114, 348–350, 436
Pustertaler Quarzphyllite 436
Pusterwald 365
Pustritz *472,* 473
Putzinger Bruch *157,* 460
Pyhrnpaß 252, 495
Pyrenäisch-Savische Phase 237
Pyrenäische Dislokationsphase 50
Pyrit 377
Pyroklastika 414

Quadrigeminumkalke 399
Quartär 56–69, 117, 543, *553,* 575
– Stratigraphie 57–61, 65, *499*
Quartenschiefer 25, 26
Quarz 541
– Andalusitlinsen 333
Quarzit 541
– Glimmerschieferserie 129
– Serie *196*
quarzitische Fazies 23
Quarzphyllit 11, 14, 36, 89, 91, 92, 94, 96, 105, 106, 111, 114, 115, 294, 295, *299, 303, 310, 313,* 352, 410, *582*
– Decke 311
– Gruppe 410
– Serie *305,* 306
– Zone *268*
Quarzporphyr 6, 13, 22, 170, *426, 434*
Quarzsande 541
Quecksilbererz 536
Quellengebiete 581
Quellgebiet, seismisches 507, 517–519, 522
Quelltuffe 543
Querstrukturen (Kalkalpen) 90
Quintner Kalk 178, 179, 185, *192*

Raabalpen-Kristallin 577
Raab-Fluß *98, 463,* 469, 470, 501, 504
Raabgraben 464, 469, 470
Raablinie 101, 103
Raabs/Thaya *130*
Raabser Einheit 142
– Serie *124,* 126, 127, *142*
Raabsite 134
Raasberg *400*
– Folge 24, 36, 91, 103, 108, *390,* 395–397, 400, *407*
Rabensburg (Öl- und Gasfeld) *568*
Rabensburg Nord (Öl- und Gasfeld) *568*
Rabenstein (SE Lavamünd) 382
Rabenstein/Pielach 208, 209
Rabenwald 315, 316, 538
Radegund 397, 400, 551, *552*
Radegund-Höring-Munderfinger Kohlenflöz *160,* 163, *552*
Radegunder Kristallin 108, 396, 397
Radelhöhle bei Peggau 541
Radenthein 6, 359, 539
Radentheiner Glimmerschiefer 6, 359, 372
– Serie *355*
Radhausberg 541
Radiokarbondatierungen 60, 63
Radiolarit 31, 35, 109, 184, 191, 195, 204, *207,* 230, *250,* 290, 294, 295, *296,* 296, *298, 299,* 306, *313*
Radiometrische Abkühlungsalter 106, 107, 113, 341, 343
Radiometrische Alter 5, *7, 12,* 16–20, *18–19,* 42, *46, 58,* 58, 60, 68, 70, 83, 112, 113, 123, 129, 132, 133, 139, 301, 308, 316, 338, 341, 343, *344,* 349, 351, 359, 364, 365, 370, 395, 401, 408, 534
Radiumemanation 537
Radkersburg *98, 463,* 470, 590
– (Bohrung) 572, *573*
Radl-Wildbachschotter 464, *466*
Radlberg 353
Radmer *283,* 532
Radschiefer 287, 289
Radstadt 45, 267, 275, *303*
Radstädter Decken 304, 306, 311, 314
– Deckensystem 112, 275
– Dolomit 545
– Mesozoikum 588
– Quarzphyllit 14, *268,* 306, 368
– Tauern 23–25, *27,* 30, 105, 300, 306, 311, 315, 363, 492, 496, 532
– Tauernpaß 112
– Tertiär 116
Rätikon 40, 109, 177, 182, *187,* 238, 239, 240, 265, 297, 587
Rätische Alpen 332
Rag-Domung 565
Rag-Feld (Ölfeld) *568*
Ragglbach 387, *388, 389*
Raibler Schichten 25, *26, 182,* 223, 240, 244, *298, 313,* 361, 383, *384, 406, 426,* 447, 449, 549, 586, 587
– –, Südalpen *26*
– Tonschiefer 383
Rainbach 162, 584
Rainberg 492
Raminger Kalk 222
Ramingstein (Stmk.) 536, 537, 588
Ramosch 294
Ramoscher-Zone *293,* 294, *299, 334*
Ramsau/Schladming 495
– Dolomit *26,* 223
– Schotter 495
Randantiklinale *257*
Randcenoman *38,* 89, 184, *187, 247,* 249
Randoschichten *233,* 235
Rannach 397
Rannachdecke 400, *400*
Rannachfazies 397, 399
Rannachkonglomerat 265, 370, *407*
Rannachserie 22, 36, 101, 103, 108, 265, 266, 286, 287, *366,* 369, 370, *390, 407*
Ranshofen-Neusiedlung 585
Ranten 373
Rantental 365
Ranzenberg *180*
Rapold 444
Rapoldfels *446*
Rappersdorf (Ölfeld) *569*
Rappold(t)serie *392,* 394, *401*
Raschbergscholle 253
Raschvella 44, 110, 292
– Flysch *43*
– Gyrenspitz Serie *38*
Rastenberg *130*
Rastenberger Granodiorit *124,* 133, *140, 141*
– Pluton 127
Ratten *552*

Rattenberg 152, 534
Rattendorf 441
Rattendorfer Schichten *14,* 22, *431,* 433
Rattersdorf *553*
Rauchenwarth 589
Rauchkofel *416,* 417, *438,* 439
Rauchkoppe 279, 282
Raudenspitz-Steinwandzug 436
Raudenspitze *437,* 438
Rauhenstein *252*
Rauhwacke 25, *26,* 294, 383, 544
Rauhwackenschuppe 311
Raunachgraben *357*
Rauriser Phyllit *312*
– Plattengneis 544
– Tal 306
Rauscher Alm 353
Rax *252,* 264, 580, *583*
– Landschaft 53, 481
– Schneealpen-Massiv 586, 587
Raxen 587
Rechnitz *10,* 11, 36, 37, *39,* 41, 113, *322,* 541, *553*
Rechnitzer Einheit 36, *325, 329*
– Fenster 33, 41, *46,* 101, 110, 113
– Penninikum 325
– Schiefer 320, 321, 324
– Schieferinsel 321, 322
– Serie 32, 101, 321, *324,* 325
– –, Tektonik 324
Reckner 112, 113, 307, *310, 313*
– Decke 304, *310, 313*
– Serie 307
– Serpentin 31
Redlschlag 321, 323
Regensburger Grünsandstein 181
– Sandstein 40
Rehberger Amphibolit *124,* 126, *140, 141*
Rehkogelgraben 204, 205
Reichenhall *39,* 45, *50,* 154, 155
–, Becken von 45, 232
Reichenhaller Rauhwacke 221, 223–225
– Schichten *26,* 221, 223–225, *406*
Reichenspitze *99,* 301
Reichraminger Decke 89, 245, *246,* 254, *263*
– Lunzer Decke 103
– Lunzer Deckensystem *75*
Reidebener Schotter 474
Reiflinger Dolomit 222
– Kalk 24, 220, 223–225
– Schichten 222, 223, *224*
– Scholle *252,* 262
Reinfelden/Gölsen 210
Reingrabener Schiefer 25, 223, 225
Reingruber Serie *171*
Reinsberg bei Gresten 191, 208
Reinthal 1 (Bohrung) *455,* 456
Reisalpendecke *253,* 256, 258, 259, *263*
Reisbergerbach *382*
Reiselsberger Sandstein 33, *39,* 40, *180,* 183, 184, *187,* 194, 195, *196, 197,* 199, 200, 201, 204, 209, 211, 213, 216, 217
Reißeck-Ankogel *19*
– Gruppe *19,* 352
– Mulde 309
Reißkofel 414, 417, 418
– Rinne 410
Reistalquelle 587
Reit im Winkel 52, 152, *153,* 154, 155
Reiteralm 248
– Decke 245
– Kalk 225
Reiting 281, 286
Reitingau 279
Reitingmassiv 279
Rellstal 267, 332, 337
Remschenig-Graben 451
Remschenigtal 408, 428
Remschnigg 14, *354,* 382, 402, *463,* 465, 475
Rennfeld 348, 393
– Kristallin 393
Reppwand 441, 442
– Profil 447
Reschenpaß 291, 339
Resonanzschäden 508, 521
Resonanzschwingungen 512, 518, 521
Ressenphase 234
Ressenschichten 235
Restseen 555
Rettelwand 304
Rettenbach 535
Rettenegg 538
Rettenstein 252
Retz *130*
Retzer Sande *171, 173*
Retznei 546
Reutte 547–549
Rewischkopf 418
Reyersdorf (Ölfeld) *568,* 570
Rhät *26,* 178, *224,* 225–227, 421
Rheinebene 589
Rheintal 145, *146,* 179, *180,* 181, 237, 489, 490
– Moore 555
Rhenodanubikum *293*
Rhenodanubische Flyschdecke 87
– Flyschzone 71, 101, 103, 105, 109, 294
Rhenodanubischer Flysch 21, *38, 39,* 44, 45, 72, *74,* 75, 76, 82, 86, 92, 96, 177, *180,* 183–185, *186, 187,* 190, 191, *192, 193, 196, 197*
– Flyschtrog 33, 73, *75,* 76, 112
Richardshofterrasse 259
Richbergkogelserie *302,* 304, 311, *312,* 314
Richterskala siehe Magnitude
Richthofensches Konglomerat *426*
Riebeckitgneis 287
Riebenkofel *416,* 417
Ried (Ölfeld) *569*
Ried/Innkreis *156,* 162, 584
Rieder Schichten *160,* 162
Riegersburg *463,* 471
Rienztal 92
Riesenkonglomerat von Windischbaumgarten 459, *461*
Rieserferner 92, *99*
– Gruppe 349
– Tonalit 92, 349, 350, 351
Riff-Bildungen 219, 413
– Fazies 24, 222, 421
– Gürtel 28
– Kalk 114, 226
– Kalk, paleozäner 235, 236
– Schuttkalk 225, 231
Riffe 24, 28
Riffeldecken 111, 309
Rinderbachschichten 183, *196*
Ringelsdorf 2 (Bohrung) *455,* 457
Risola *463,* 468
Riß 56, *58,* 65
– Würm-Interglazial *58,* 60, 61, 66, 485, 486, 492, 495, 496, 504, 543
– – – von Mondsee 493, 502
Riß/Spätglazial 61
Rissoenschichten *171,* 175
Ritting (Bruck/Mur) 265
Ritzendorfer Schichten *171,* 173
Ritzing *553*
Ritzinger Sande 458, *461*
Rjauca 448, 450
– Graben 448
Robulus-Schlier s. l. *160,* 162, *165,* 167
Rodl-Störung 137, 138
Rodund 490
Röhrerbühel bei Kitzbühel (Silbergbau) 587
Röt 307
–, Alpiner *313,* 361, 403, *406*
Röthis 546
Rötidolomit 24
Rötzgraben 286
Rofan 243
Rofanbrekzie *229*
Rofan-Sonnwend-Synklinale 243
Rogatsboden 84, 87, 88, 101, 166, 191, 199, 200
– Ölspuren 563
– 1 und 1 a (Bohrung) *203,* 209, 562
– 2 (Bohrung) 563
Rogatsbodener Fenster 101
Roggendorf 1 (Bohrung) 170
Rohr (Gasfeld) *569*
Rohr 1 (Bohrung) *162*
Rohrbach *124*
Rohrbach a. d. Lafnitz 469
Rohrbacher Konglomerat 459, *461,* 543
Rohrer Fazies 220, 223
Rohrwaldzug 216
Romanshorn 490
Rosaliengebirge 315, 326–331
Rosanna *293*
Rosegg 371, *406*
Roseldorf (Öl- und Gasfeld) 558, 564, *569*
Roseldorf 1 (Bohrung) *156, 157,* 174, 564
Rosenbach 450
Rosenbacher Kohlenschichten 420, 421, 450, 475, *552*
Rosenbergterrasse 504
Rosenburg 127
Rosenfeld-Terrasse *499,* 500
Rosenheim 491
Rosenkogel 390
Roßfeld *260*
– Mulde 248
– Schichten 32, 40, *229,* 232
Roßkar-Konglomerat 429
Roßkofel 426, 441
Roßsatz *499*
Rostellarientegel von Wetzelsdorf *466,* 468
Rotach *186*

Rotalien-Schlier *160,* 162, 168
Rote Gschliefschichten 183
Rote Lehm-Serie 460, *461*
Rote Wand 241
Rotenbergschichten *207*
Rotensteinkalk *229,* 231
Roter Rüffl *310*
Roterden 400
Roterz 201
– Schichten 191, *193*
Rotgülden im Lungau 537, 541
Rothneusiedler Konglomerat 457, *461*
Rotkalkfazies 231
Rotlehm *58*
– Serie 464, *466, 467*
Rotliegendes 381
–, unteres 413
Rotschütt 280, 286
Rottal bei Litschau 541
Rottenmann *285,* 368
Rottenmanner Tauern 368
Rottrasten bei Reichenau 377, 532
Rozschiefer 295
Rubland *416*
– Einheit 419
Ruchbergsandstein 44
– Serie 184, *196,* 290
Rudachbachschichten 183, *192*
Ruden *382*
Rudistenkalk 234
Rudistenriff *39,* 41, *233,* 234
Rudnikscholle 373
Rudolfs-Ziegelöfen (Wien) *58,* 501
Rüfispitz-Deckscholle 241
Ruggburg 149
Ruhpoldinger Radiolarit *229,* 230
– Schichten *229,* 230, 249
– Wende 30
Ruitelspitz 241
Rum (Bohrung) 589
Rumpersdorf 322
Rundschotter *58*
Runseck 429
Rust *157*
Ruster Höhenzug 315, 589
– Hügelland 327, 328, 331
– Schotter 457, *461*
Rutschungen 201, 204, 217, 593

Saalach 246
– Stirnschuppe 248
Saalfelden 247, 545
Saalfeldener Rauhwacke 221, 223–225
Saalische Phase 274, 435
Saccocomakalk *229*
Sachsenburg 352, 353, 356
Saderer Joch Serie 44, 110, 292–294, *298*
Sadniggruppe 6, 8, 11, 352–355
Sadning *311*
Sadonig Höhe *446*
Säbelspitze 438
Säntisdecke 87, 94, *178,* 179, *180,* 181, 183, 185, *187, 192, 193*
Salinare, Perm 23, 36
Salla 544
– Marmor 394
Salmaser Schuppe *146*
Salz 22, 219
Salza 495
Salzach *98,* 145, 149, *155,* 156, 158, 485, 491, 495, 581, 585
– Braunkohlenrevier 548, 550, 552
– Gletscher 67, 555
– Tal 246, 249, 269, *311,* 491, 492, *582*
– – Störung 275, 278, 308, 311
Salzauftrieb 32, 90
Salzberg *250*
Salzbergbau *62*
Salzbergfazies 220
Salzburg 162, 189, 190, *193,* 492, 555, *582*
Salzburg (Stadt) 190, 191, 199
Salzburger Becken 117, *233,* 580, 587, 589
– Grauwackenzone *277*
– Nagelfluh 543
Salzdiapirismus 236, 248
Salzkammergut 41, 245, 251–253, 555
Salzkofel 352
– Serie 352
Salzofenhöhle (Totes Gebirge) 64, 68
Salztektonik 28
Samnaun 294, 332–336
Sand-Schotter-Gruppe *160,* 162
Sande 542, 546
Sandeck 417
Sandlingdecke 237, 245, 252, 253
Sandlingscholle 253
Sandriedel 500
Sandschalerfaunen 184, 191, 195
Sandsteinzone 189
Sandstreifenschlier *165,* 167, 584
Santon 41, *192, 196, 233,* 235, 383
Sanzenkogelschichten 398, *399*
Sapropelit 227
Sardona-Flysch *38,* 42, 183, *187*
Sarleinsbach *124*
Sarmat 116, 421, 551
Saß 123
Sassaunaserie *196*
Saßbachtal, Senke *463,* 464, 465
Satteinser Serie *196*
Satteleck *178*
Sattental 364
Sattledt 494
– (Ölfeld) 561
– Sattledt Nord (Ölfeld) *569*
Sattnitz 592
– Konglomerat 116, 476, 543
Satzbergzug *203,* 211, 213
Saualpe *10,* 107, 108, 348, *355,* 378–385, 387, *389,* 390, *392,* 471, 474, 497
Saualpenkristallin 107, 370, 376, 381, *393*
Saubachschichten 228
Sauberger Kalk 266, 282, 284, *533*
Sauerbrunngraben 280, 390
Sauerquellen 297
Sauhaltgraben 319
Saumarkt *376*
Saumspitz *293*
Saurüssel 496
Sausal 14, *354,* 386, 402, 462, *463*
– Schwelle 462, *463,* 464, 465, *466,* 468, 473, 571
Sauwald 121, 135, 137, 162, 580
– Zone 132, 137, 142
Sauwand *312*
– Gschößwand 304
Savetal 115
Savigny 1 (Bohrung) 52, 144
Scaglia *38, 427*
Scarl Decke 291, *293,* 296
– Sesvenna-Einheit *335*
Scesaplana-Scholle 240
Schaan 490
Schachbrettalbitisierung 307
Schäffern *325,* 327, 328
Schärding 136, *156,* 159, 539, 585
Schärdinger Granit *124,* 134, 136, 542
Schafberg *98,* 228
– Schuppe 249, *260*
– Tirolikum 105, 249
Schaidasattel 405, 421
Schareck *311*
Scharfeneck (Ölfeld) *568*
– Arkosen 328
Scharfes Eck 375
Scharnstein 191
Scharrergraben *233*
Schattwalder Mulde 241
– Schichten 224, 226
– Schiefer 258
Scheck 228
Scheelit 301, 306, 534, 353
Scheibbs 208
Scheibbsbachschichten *207*
Scheibbser Beben 511, *514,* 521, 522
Scheibelbergkalk 227, 228, *229*
Scheiblingkirchen 328
Scheifling 374
Schellgaden 534, 537
Schelpenserie 44, 183, *192, 196*
Schemmerlschotter *466,* 470
Schesaplana *182,* 240
Schichler Alm 386
Schichten mit Uvigerina bononiensis primiformis 457, *461*
– von Jennersdorf *467,* 470
– – Kher 397, 399, *400*
– – Loipersdorf und Unterlamm *467,* 470
Schichtgebundene Lagerstätten 423
– Vererzung 353
Schichtung, gradierte 194
Schieferhülle 92, 105, 111, 300, *312*
Schieferige Tonmergel *171,* 173, 174
Schieferinsel von Möltern 323
Schieferinsel von St. Anna 397
Schieferinseln von Rechnitz-Bernstein-Möltern-Eisenberg 321
Schieferkohle *58,* 61, 63, 66, 67, 495, 550
Schieferöl 547, 548
Schiefling *472,* 473
Schildberg 167
Schillkalke *431*
Schiltschichten 179, *192*
Schladming *58,* 63, 66, *366,* 490, 495, 534, 538
Schladminger Gneiskomplex 364, 365, 368
– Kristallin 5, 11, 112, 275, 368
– Tauern 5, 107, 348, 363–368, 536, 537
– –, Altkristallin 364
– –, Kristallin *367*
Schlag 328
Schlaining 322, 532, 536

– Antimonitlagerstätte 322
Schlegeistal 307
Schleinitzen 353
Schlenkendurchgangshöhle (Osterhorngruppe) 64, 68
Schlerndolomit *415, 426,* 448, 450, 451
Schlier 159, *160,* 161, 166, 167, 456, *461,* 547, 584
–, älterer *160,* 161, *165,* 167, *171,* 172
– Basisschutt 456
–, fossilarmer 456
– von Platt und Zellerndorf *171,* 173
Schlingentektonik 108, 333, 338, 343, *345,* 349, 350, 424
Schlinig-Fläche 291, 297
– Überschiebung 108
Schlöglmühl 265, 287
Schloßberg 330, *412*
Schloßserie *196*
Schloßhofer Platte *499,* 502
Schluffe 547
Schmalflözschichten *193*
Schmalzköpfli 295
Schmelzbach 588
Schmelzfenster *252*
Schmidleher-Graben (Rogatsboden) 209
Schmitzberg 551
Schmuckbauerwirt 391
Schnauzlberg *242*
Schneckenfauna, Quartär 64
Schneealpe *252,* 587
Schneealpenstollen 587
Schneeberg 90, *253,* 262, 340, 489, 580, *583*
– Decke 88, 221, 237, *253,* 256, *263,* 264
Schneeberger Kristallisation 338, 343, 344
– Zug 91, 308, *335,* 338, 341, *342,* 343, 344, *345*
Schneegrenze 67
Schneiderberg-Terrasse *499,* 500
Schneidkogel *250*
Schnepfau *178,* 185
Schnepfegg 185
Schobergruppe 6, 8, *10,* 11, 17, *18,* 108, 348, 351
Schoberpaß 495
Schöberspitzentrias 304
Schöckel 396, 399
– Decke 396, 400
– Fazies 399, 400
– Kalk *270,* 399, 544, 545, 546
– Kalkfazies 397
Schöder 373
Schönachmulde 309
Schönanger 374
Schönecker Fischschiefer 47, *193*
Schönenbach 186, *186*
Schönkirchen 456
– T 32 (Bohrung) 558, 567
– Tief (Öl- und Gasfeld) 566, *568*
– Übertief (Gasfeld) *568,* 570
Schönweg *472,* 473
Schönwipfel 441
Schöpfl 211
Schörfling 201
Schongau 92, *99*
Schottenhof 213
– Zone 214
Schotter 421, *422,* 546
– Terrassen 57, 68
– von Eden 493
– Wannen 502
Schottwien 287, 588
Schrägschichtung 194
Schrambach 549
– Schichten 32, *229,* 232, 546
Schrattenau *202*
Schrattenberg 456
Schrattenberg 2 (Bohrung) 170
Schrattenberger Bruch *157,* 460
Schrattenkalk 32, 178, *179, 180,* 181, 190, *192, 193,* 545, 546, 586
Schreibersdorf 468, *553*
Schreierquelle 586
Schreigraben 357
Schrems 133, 135, 542
Schreyeralm-Kalk 24, 222, *224, 250,* 414, *427,* 448
Schrottalm 392
Schrovin-Einheit *302,* 309
Schruns 267, *334, 344*
Schüttenberg *499,* 500
Schüttergebiete 510
Schützen (Serpentinbrekzie) 209
Schuls 294, 297
Schulterbachtal 439
Schulterköpfe 438
Schuppenzone 87, 88, 94, *180,* 183, 185, *186*
– (Schobergruppe) 351
Schusterbergkalk 222
Schuttströme 67
Schwabbrünnenserie *196*
Schwadorfer Beben *514,* 518
Schwamm-Spicula im Rechnitzer Fenster 321
Schwanberg 387
Schwanberger Schutt *466,* 468
Schwanenstadt (Gasfeld) *561*
Schwanenstadt-Jebing (Öl- und Gasfeld) *569*
Schwarmbeben 519
Schwarza 501
Schwarzach (Salzburg) 67, 492
Schwarzachtobel 543
Schwarzawakuppel 129
Schwarze Sulm 387, 588
Schwarzeckbrekzie 306, *313*
Schwarzenbergserie 251
Schwarzensee 493
Schwarzenseer Marmor 544
Schwarzenstein 282
Schwarzer Gupf 420
Schwarzerz 201
– Schichten *193*
Schwarzhorn *182*
Schwarzkogel 450
Schwarzleotal 274
Schwarzwaagfazies 220
Schwarzwipfelstörung 450
Schwaz 244, 267, 269, 532, 534, 545
Schwazer Augengneis *18,* 269
– Dolomit 271–273, 545
Schwechat(tal)fenster 90, 258
Schwechatfluß 501
Schwefelkies 535
Schweinsbachwaldterrasse 504
Schwermineralien 6, 37, *38,* 40, *43,* 44, 184, 232, 234, 402, 424
Schwerspat 540
Schwertberg *156,* 161
Schwimmersbodenschichten 183, *192, 196*
Schwinden 588
Scutellensande 173
Sebastiani-Flöz *551,* 553
Seckau *369*
Seckauer Kristallin 3, 5, 11, 17, *18,* 368, 393
– Masse *390*
– Tauern 5, 8, *18,* 348, 368–370, 387, 497
– Tauern-Kristallin 364, *367*
– Tertiärbecken 370
– Zinken 107, 369
Sedimentdecke, oberkarbon-permische 83
Seebach 371, *389*
– (Gasfeld) *569*
Seebacher Granitgneis 372
Seebachgraben 436
Seebensteiner Beben *515, 516,* 518, 525
Seeberg-Aufbruch *11,* 12, *416,* 426, 428, 429, 433, 444
– (Bgld.) 330
– Fenster 446
– (Kntn.) *10,* 409, 428, 429, 433, 444
– Paß 444
– Schiefer 430, *431*
Seeberger Deckensattel 444
– Gebiet 429
– Paläozoikum 428, 444, 446
Seefeld in Tirol 547, 548
Seefelder Schiefer 225
Seegraben *552*
Seekopf 439
Seeländer Crinoidenbrekzie *431*
Seenkristallin 371, *406*
Seenlinie 6
Seesedimente *58,* 67
Seespitz *389*
Seetaler Alpen 378–382, 497
Seetone *58,* 66
Seewer Grünsandstein *192*
– Kalk 40, 178, *180,* 181, *192, 193*
– Liebensteiner-Kalk *187*
Seewinkel 572, 590
– Schotter 501
Seidlwinkeldecke 111, 310, *312*
– Trias 303, 304, 309, *312*
Seisensteinquelle 586
Seiser Schichten *426,* 447
Seitenstetten 1 (Bohrung) *156,* 166
Seitenverschiebungen 76, 107, 114, 185, 424
Semmering 24, *285, 288,* 315
– Beben 512, *513, 514, 517,* 518, 525
– Decken 25, *26,* 101, 103
– Deckensystem 113
– Fenster 73, 112, 113, 315
– Gebiet 24, 25, 26, 28, 287, 540
– Kalke 316
– Mesozoikum 287, 588
– Mürzlinie 101
– Mürztal-Murtal Lineament 116
– Quarzit *26,* 26, 316, *329,* 403, *406*
– System 315–318, *329,* 540
Semmler Alm 418

Semriach 588
– Passailer Phyllite 321
Senftenberg *59, 141*
Senftenegg 208
Sengsengebirge *74, 263*
Sengsengebirgs-Antiklinale *247*
Senke des Saßbachtales *463,* 464, 465
– von Kapelln 563
– von Weichselbaum *463,* 464, 465, 469
Serfaus 295, *334*
Serie kohleführender Süßwasserschichten *160,* 163
– von Olbersdorf 129
Serles *99,* 340
– Gruppe 341
Serpentin 199, 206, 544
– von Kilb *197, 202,* 209
– – Kraubath 394
Serpentinite 70, 112, 113
Sesia-Zone 422
Sesvenna-Scarl Decke 36
– – Einheit 297
Sesvennakristallin 339
Sevat 225, 226
Seyringer Bruch *157,* 460
Siderit 532
Sieben Quellen 587
Siebenhirten bei Mistelbach 459
Siebenseequelle 586
Siedelberg 492
Siegelsdorf *552*
Siegelsdorfer-Flöz 554
Sieggraben 328, *553*
Sieggrabener Deckscholle 108, 113
– Serie 327, *329*
Sieghartser Einheit 142
Sievering (Wien) 210
Sieveringer Schichten 195, *197,* 198, *202,* 216
– Zug 213, 214
Siflitzgraben 356–358
Sigiswanger Fazies *196*
Siglitzgneis 301
Siglitz-Lappen *303,* 309
Silber 364, 536, 537
Silberberg 330, *463,* 471
Silberbühel *499*
Silbereckmarmor 302, *312*
Silbereckmulde 309, 314
Silbergrabenstörung 418
Silbersberg-Konglomerat 6, 13
– Phyllite 321
– Serie 287, 289
Silesikum 129
Sillian 534
Silltalstörung 94, 108, 340
Silur 6, 7, 12, 13, *270,* 272, 279, 280, *354, 355, 398,* 429, *431*
– -Devon 379
–, oberes 375
Silvretta 5, *18,* 36, *38,* 41, 107–109, 332–336, 588
– Decke 94, 290, 291, 297
– Einheit *334*
– Kristallin 5, *10,* 11, 91, 107, 109, 267, 268, 291, *296,* 332
– Ötztal-Decke 36
Silz 491
Similaun 332
Simmeringer Terrasse *499*
Simmerlach 107
Sinacher Gupf 420
Singerberg 420
Sinnersdorfer Blockschotter und Konglomerat 330, 465, *467*
– Serie 325
Sipbachtal 585
Sittenberg 385, *552*
Sittersdorfer Berg 420
Sittmooser Tal *437,* 439
Sitzendorfer Scholle 175
Skala, makroseismische *507, 508*
Skarne 531
Skyth 221, *224*
Smaragd 308, 541
Smrekovec-Tuff *39*
Söchau *463*
Söchauer Schwelle *463,* 464
Sölden *335*
Sölk-Gumpeneckmarmore 278
Sölker Paß 364, *367*
Sohlmarken 191, 194
Sollenau *553*
Sollenau 1 (Bohrung) 578
Sommertörl 370
Sonnberg *552*
Sonnblick-Gneis 301, 309
– Gruppe 301, 537
– Kern 111, *303*
Sonnenberg 327
Sonnwendgebirge 230, 243
– Joch *242,* 243
Sonnwendstein 315, *317*
Sonnwendwand *261*
Sooß 458
Spätglazial 57, *58, 62,* 63, 67
Spätriß 66
Spätvariszikum 408
Spannberg *157*
Spannberg (Öl- und Gasfeld) *568*
Spannberger Rücken 453, 456, 457, 458
Spannungsbeanspruchungsplan 525
Spannungsfeld, seismotektonisches 510, 512, 525, *526*
Spatlagerstätten 532
Spatmagnesit 306, 538
Speer 145
– Schuppe 150
Speiereckdecke 311
Speikkogel 393
Speikserie *392,* 401
Spiegelgrundgasse (Wien) 199, 211
Spielbergdolomit 273, 540
Spielberghorn 269
Spielfeld 504
Spießnägel 272
Spilite 170, 409
Spillern 170
Spittal/Drau 352, 359, 371
– –, Pegmatitbrüche 541
Spitz/Donau 123, *131, 157,* 172
Spitzegel 417
Spitzels Ofen 387
Spitzer Gneis 122, *124, 142,* 545
Spitzerberg 330
Splitt 544, 545
Spuller Schafberg *242*
Spullersee 241
Spurenfossilien 413, 432
St. Andrä im Lavanttal *472,* 473
St. Anna am Aigen 462, *463,* 469
St. Anton 219
St. Bartholomä 402, *407, 553*
St. Florian *463,* 464, 493
St. Gallen 253, 254
St. Georgen bei Melk 208
St. Georgen am Reith 495
St. Gilgen 216
St. Gilgener Fenster 249
St. Hemma *422*
St. Johann am Tauern *369*
St. Johann im Pongau 492
St. Kathrein a. d. Laming 287
St. Lamprecht 374, 375
St. Leonhard am Hornerwald 123, 126–128, *130, 140, 141*
St. Leonhard (Salzachtal) 248
St. Lorenzer Alm 418
St. Margarethen im Burgenland 462, 543
St. Margarethen im Lavanttal 473
St. Marx (Gasfeld) *568*
St. Michael im Lungau 544
St. Michael ob Bleiburg 383
St. Nikolai 1 (Bohrung) 572, *573*
St. Oswald 391, *553*
St. Paul 348, 382
St. Pauler Berge 381, *382,* 382–385
– – –, Trias 107
St. Peter 1 (Bohrung) 572, *573*
St. Pölten 53, *157,* 164, 167, 168, 169, 170, 581
St. Pöltner Aufschiebung 101
St. Radegund 396, 462
St. Rupert 364
St. Simon *422*
St. Stefan *552, 553,* 554
St. Stefaner Liegend- und Hangendflöz 554
St. Ulrich-Hauskirchen (Ölfeld) 565, *568*
St. Ulrich/Diex *379*
St. Veit (Wien 13) *39,* 40, *242*
St. Veit/Glan 380
St. Veit/Triesting 231
St. Veiter Klippenzone 30, 35, *39,* 40, 71, 75, 76, 190, 195, *202, 203,* 206, 208, 210, 211, 213, 216, 231
St. Wolfgang 550
Staatz 174
Staatz 1 und 3 (Bohrungen) *156, 157*
Staatzer Querstörung 176
Staberkogel 374
Stadelstein 282
Stadschiefer *192*
Stadtterrasse *58, 499*
Staff 418, *452*
Staffelsee 1 (Bohrung) 158, 178
Stainach 495
Stainz 386, 387, 390
Stainzer Plattengneis 328, 390, 391, 544
Stall/Mölltal 352
Stallauer Grünsandstein *193*
Stallecker Granulit 128
Stalleker Scholle *142*
Staller Sattel 349, 350
Stallhofen *463,* 464
Stallonkofel 438
Stammeregg *553*
Stammersdorf (Wien) 459
Stammerspitz-Einheit 294, *299*

– Schuppe *335*
Stammerspitze 96, *99,* 116, 292, *293,* 294
Stangalm 24, 30, 362, 548
– Karbon *354,* 374
– Mesozoikum 24, 108, 373, *390, 406*
– Trias 359
Stangereck 364
Stangnock 377
Stanhofen 589
Starhembergkalk 220, *224,* 225
Starkbeben 507, 508, 511, *513–515, 520*
Starkbebenchronik *513–515,* 519
Starzeljoch *186*
Starzing-Hagenau *552*
Statzendorf *552*
Staublehme *488,* 504
Staufen-Höllengebirgsdecke 76, 89, 90, 103, 245, *246,* 247, 249, 254, *260, 261*
Staufenspitz 179, 185
Stefan 383
–, älteres 433
Stefansbrücke 340
Stegersbach *463,* 470
Steigbachschichten 147, *148, 151*
Stein (Klagenfurter Becken) *552*
Steinabrunner Störung *157,* 175, 460
Steinach *58,* 68, *342*
– Stadium 491, 493
Steinacher Decke 36, 41, 72, 86, 90, 91, 94, 106, 108, 293, *335,* 340, 341, *343,* 344, *345*
– Joch 548
– Quarzphyllit *342*
Steinakirchen 208
Steinalm-Dolomit 24, 222
– Kalke 24, 220, 222, *224*
Steinbach 330
Steinberg *455,* 457, 458
– Bruch *157,* 460, 565
– Flysch 198, 570
– Kalk *270,* 398, *399,* 544
– Rücken 565
– Schotter *160,* 163
– bei Zistersdorf 216
Steinbrunn *553*
Steindlberg (Ölfeld) *569*
Steine u. Erden 542–547
Steineberg-Mulde *146,* 147, *149,* 150, 151
Steineck 204
Steiner Alpen *416,* 426, 435, 449, 451, 536
Steiner Fraten 418
Steiner Mandl 370
Steinerbach bei Mondsee *58, 59*
Steinernes Meer 245, 249
Steinfeld 546
– Schotter 500, 501
– Terrasse 504
Steinfelden 1 (Bohrung) *156,* 205, 562
Steinhaus (Ölfeld) *569*
Steinitzer Einheit 52–54, 170, 172
Steinkogel-Decke 265
– Schiefer *18*
Steinkohle 548–550
Steinmühlkalk *229,* 231
Steinöfen 497
Steinöl 547, 548
Steinsalz 22, 23, 89, 219, 248, 540
Steinsberger Kalk *39*
– Lias 295, *299*
Steinwand 438
Steirische Diskordanz 115
– Kalkspitze *366*
Steirischer Erzberg 266, 279, *282,* 284, 286, *531,* 532, *533*
– Schlier 465, *466*
Steirisches Becken 53, 54, 101, 103, 115, 116, 396, 397, 462–471, 550, *553,* 571, *576*
– Randgebirge 386
Stelzing 379
Sternstein *125*
Sterzing *302,* 308, 314, 341
Steyertal 494, 495
–, habituelle Stoßgebiete im 523, 524
Steyerlingfenster 254
Steyr *74, 98, 156,* 494
Steyr (Gasfund) *569*
Steyr 1 (Bohrung) *156*
Steyrling 545
Stickelberg 328
Stilfes 350
Stillfried A *58*
– B 63, 66
Stillfried/March 57, 66, 503
Stillfrieder Komplex *58*
Stiwoll *553*
Stixensteiner Antiklinale 264
Stixensteinquelle 587
Stockenboi 356, 358, 536
Stockerau *499,* 500, 585
– N 1 (Bohrung) 564
– Nord (Öllagerstätte) *569*
– Ost (Gasfeld) *569*
– Ost 1 (Bohrung) 564
Stockletten 191, *193,* 201
Stockwerkgleitungen 249
Stockwerkstektonik 89, 103, 185
Stöcklschichten *233,* 235
Stollberg (Wienerwald) 191, 210
Stollberger Schichten 32, *193, 207*
Stollhofen *553*
Stolzalpe 359, 361, 374, 375, 377
Stoob 460, 542
Storschitz 444, *446*
Storz-Decke 309
– Einheit *302*
– Serie 303
Stossau 442
Stoßlinien 511, 521
Stotzing 457
Strachwitz 592
Stradnerkogel *98, 463,* 470, 471
Strallegger Gneis 11, 316
Stramberg 172
Straniger Alm 441, 549
Straning 173
Stranzendorf 485, *499,* 501
Straß *499*
Straßenschotter 544
Straßhof-Tief (Öl- und Gasfeld) *568*
Strazing 175
Strechau 495
Streifenfenster 87, 105, 190, 200, 201, 205
Streifengneise 387, *392*
Streifenschiefergneis *389*
Streiteckschichten *233,* 235
Strengberg 500
Strengberger Hügelland 495, *499*
Striatoporenkalke 400
Strieden 352, 353
Strobl 216
Strobler Fenster 249
Strömungsmarken 194
Stromatolithen 414
Stroppitzberg 421
Strubbergbrekzie 251
– Schichten 227, *229,* 251
Strudengau 498
Strugarjach 420
Stubachtal 301
Stubaier Alpen 332, 338–347
Stubaikristallin 340
Stubalpe 348, 381, *389, 390,* 391, *392, 392–396,* 400
Stubalpen Kristallin *393*
Stübing 399
Stübmingtal 400
Stullneggbach 390
Subatlantikum, älteres *62,* 64
–, jüngeres *62*
Subboreal *62,* 64, 69
Subduktion 36, *38, 39,* 49–55, 71, *74, 75,* 103, 109, 114, 115, 185, 218–264, 310
Subduktionsstillstand 37
Subduktionszonen 71, 73, 76, 94, 110, 323, 423
Subersach *146,* 147, *186*
Subsilesikum *50,* 52, 170
Subsilvrettide Schollen 109, *293,* 296, *298*
– Schürflinge *334,* 337
Subtatrikum 331
Süd-Böhmisches Granitmassiv 132–137
Südalpen 8, *12,* 13, 16, 22, 24, *27,* 30, 32, *74–76,* 86, 92, 94, 96, *99,* 103, 105, 115, 222, 423, *426, 431,* 449, 544, 545
Südburgenländische Schwelle 54, 397, 462, *463,* 464, *467,* 468–471, 554, 571, 575, 577
Südpenninikum 110, 111, 184
Südpenninische Entwicklung 314
Südsteirisch-Burgenländisches Becken *583*
Südtiroler Dolomiten 22, 24, 32, 92, 94, 115, *426*
Südultrahelvetikum 191, *193, 202*
Südweststeirische Bucht 464
Süßenbrunn-Kagran (Öl- und Gasfeld) *568*
Süßwasserkalke 116
– von Kirchfidisch und Königsberg *467,* 470
Süßwasserschichten, kohleführende 160, 163, 550, 552
– von Brennberg 456, *461*
Sulm 504
Sulzbach 286
Sulzbachdecke *246,* 255, 258, 259, 262
Sulzberg *186,* 581
– Granit 137
Sulzer Berg 174
Sulzfluh *38*
– Decke 109, 110, *182,* 184, 186, *187,* 240, 290, *298,* 336
– Granit *182,* 290, *298*

– Kalk *182,* 184, 186, 290, *298*
– Schwelle 35
Sunk bei Trieben 284, 540
Svojanov 129
Syenitgneis *124,* 126, *140, 141*
Sylvensteinsee 243

Taborer Schotter *467,* 470
Taborzug 373
Tachenberg-Decke 327
Tadten 1 (Bohrung) 572, *573*
Talböden *58*
–, ältere Anteile der heutigen *499,* 500
–, heutige 486, 495, 504
–, jüngere Anteile der heutigen 488, 496, *499,* 501, 502
Talgletscher 57
Talk 538
Tallesbrunn (Gasfeld) *568*
Tallesbrunn 6 (Bohrung) 456
Talzuschübe 593
Tamsweg 359, 477, *552*
Tamsweger Becken 116
Tannheimer Schichten 40, *229,* 232
Tarasp 297
Tarntaler Berge 112, 304, 306, 311, *313,* 314
– Brekzie 306, *313*
– Köpfe 300
– Mesozoikum 307, 314
Tarsdorf (Gasfeld) *569*
Tarsdorf 1 (Bohrung) 562
Tarviser Brekzie *431, 434,* 435
Tasna Decke 37, *38,* 41, 110, *186, 187,* 291, 292, *293,* 294, *298, 299*
– Granit 110, *334*
– Granitgneis 295, 297
– Schwelle 35
Tatriden *329,* 331
Tatrikum *329*
Tattendorf 501
Tattermannschuppe 316, 403, *407*
Tattermannserie 108
Taubenkar 493
Tauchen 319, 468, *553*
Tauern 218–264
– Bebenherde in den Niederen und Hohen 523
– Fenster *27,* 33, 36, 37, *46,* 51, 73, *75,* 92, 94, 105, 111, 112, 116, 300–314, *342, 344,* 351, 353
– Fenster-Rahmen 348
– Gold 301, 537
– Kristallisation *39,* 48, 111, 112, 307, 308, 343
– Kuppel 105
– Metamorphose 92, 112, 341, *345*
– Nordrand-Störung 105, 112, 116, 269, 275
Taufkirchen a. d. Pram 556
Taufkirchener Bucht 162, 163
– Rücken 561
Tauglbodenschichten 31, *229,* 230, 249
Taurachtal 368
Taxenbach 314
Taxenbacher Enge 589
Techantinger Mittagskogel 450
Tegernseer Kalk *229,* 231
Teichengraben 284
Teichlstörung 254, 262
Teigitsch 387
– Serie *390,* 391, *392,* 392
Tektonik, alpidische 72, *74, 75*
–, jurassische 32, 249–251
–, variszische 3–13, 72, 91
Telfer Weiße 108, 308, 340
Telfs 269, 549
Tennengebirge *98,* 227, *246,* 249, 532
Tennengebirgs-Tirolikum 251
Tentakulitenfazies 443
Ternberg 495
Ternberg-Frankenfelser Deckensystem *75,* 103, 231, *247*
Ternberger Decke 89, 105, *246,* 254, *263*
Ternitz 45, 236, 256, 265, 502
Terrasse E Kleinhain *499*
– N Hochstrassberg *499,* 500, 502
– N Mauer *499,* 500
– S Ornding *499,* 500
– S Traismauer *499,* 500, 501
– W Seyring *499,* 502
– vom Viehofener Kogel *499*
– von Knocking 498, *499,* 500
– – Langenlois *499*
– – Lehen *499,* 500
– – Stalln 492
– – Untermamau *499*
Terrassen 117, *499,* 500–502
– Lehme 547
– Schotter *58,* 546
– Sedimente *58*
– Stockwerk 498
– Treppe 484, 485, 498
Tertiär 49–55, 115, *148, 151, 160, 165, 171, 192, 196, 215, 298, 329, 346,* 385, *406,* 408, 422, *461, 466,* 553, *553,* 581
– Becken *98,* 543
– von Aflenz 287
– Flysch 296
–, inneralpines 115, 152–155, 452–483, 531, 550
– Senke von Holzschlag 320
Tessenberg 535
Tethys 21–25, 177
Teuchlgraben 353
Teufelsgraben-Stadlkirchen (Gasfeld) 561, 562, *569*
Teufelstein-Antiklinale *257,* 258
Texelgruppe 341, 343
Texing (Molassefenster) 208, 209
Texing 1 (Bohrung) *156, 157,* 166, 167, 169, 209, 563
Thal 464, 468, 474, *553*
Thalgau 547
Thanet 191, *233*
Thann (Gasfeld) 561, 562, *569*
Thaurer Schuppe 244
Thaya *130,* 155, *157,* 169, 581
– Batholith 129, *141*
– Gebiet 136
– Kuppel 129, 132
– Masse *124,* 129
Theben 499
Theresianum-Terrasse 498
Thermalquellen 589
Thermalwässer 592, 593
Thermenlinie 518
Thial-Puschlin-Zone 91, 291, 297, *346*
Thialspitz 336
Thierseer Synklinale 243
Thörl 442
Thörler Kalk 316, *407*
– Zug 403, *407*
Thomasl 1 (Bohrung) *156, 157*
Thuresite 134
Thurn Paß 492
Thurntaler Komplex 350
– Phyllite 349, 350
– Quarzphyllit 6, 12, 106, *355*
Tiebelgraben 356
Tiefbajuvarikum 89, 90, *238,* 245, *246,* 254, 255
Tiefbajuvarische Schollen 217
Tiefbohrungen 549
Tiefendiaphthorese 380
Tiefenstufe, geothermische 574, 592
Tiefjuvavikum 89, 237, 245, *247*
Tiefschwellenfazies 29
Tiefsee 194
– Gräben 71
– Sedimente 194
Tilisuna *182*
Timmelsjoch *335*
Tiroler Kalkalpen 23, 240–244
Tirolikum 89, 90, 237, *238,* 245, *246,* 255, *293*
Tirolische Decke 204
Tirolischer Bogen 90, 103, 245–247
Tisovecdolomit 225
Tisoveckalk 221, *224,* 225, 256
Titanitfleckengranite 137
Tithon *171, 207, 229,* 231, 232, *406, 426*
– Flaserkalk *229,* 230
Toarc *207, 229, 296*
Tobelbad 397
Tösens 292, 536
Tofana *99*
Tombach *553*
Tommerschiefer 316
Tomritsch 549
Tonale Linie 96, 109, 114, 424
– Pass *99*
Tonalit 96, 114
Tonalitgneis der Karawanken 408
– von Eisenkappel 405
Tone 542, 546, 547
–, blähfähige 542
Tonflaserkalk *432,* 442, 443
Tonmergelschichten 147, *148, 151,* 159, *160, 165,* 166
Tonschiefer-Schöckelkalk-Fazies *400*
Tonschieferfazies 397, 399
Tonschieferstockwerk 381
Topitza 421, *422*
Toplitzstörung *247*
Torf *58,* 60, 554–556
– Bildung 553
– Gewinnung 555
– Horizonte 589
– Vorräte 555
Torkarspitze 436
Torkofel 417
Torrener Joch *260*
Torrener Jochzone 251
Torschartenbruch *246*
Torwandbrekzie 306, *313*
Totengebirgsdecke 89, 245, *246,* 254
Totes Gebirge 25, 64, *247,* 252, 489, 587

Totzer Flötz *552*, 553
Trachycerasschichten 220, 223, *224*
Trahütten 390, 391
Trahüttener Aufbruch 390
Traisen 68, *157*, 166, 167, 168, 485, 487, 498, *499*, 499–501
– Tal 210
Traismauer 501
Trandorf 172
Transversalbeben 510, 512
Trasattel-Eywegg Linie 393
Traß 542
Tratenbach-Schichten *38*, 45
– Serie *196*
– Zone *43*
Tratten 411
Trattenbach 495, 537
Trattenöfen 387
Trattnach (Ölfeld) 560, *569*
Traun (Bayern) 144
Traun (Fluß) 584
– (OÖ) *156*, 485, 489, 501
– Alpenfazies 219
– Enns-Platte 493, 494, 584
– Gletscher 65, 67
Traunsee 190, 191, 201, 204, 493
Traunsnitz-Antiklinale 243
Traunstein *202*, 204
– Blattverschiebung 254
Trauntal (OÖ) 252, 492, 493
Trauntalstörung 90
Trautwald 581
Trefflinger Sattel 162
Tressensteinkalk 31, *229*, 231, 249
Treubach (Gasfeld) *569*
Treubacher Sande *160*, 162, 584
Trias *17*, 22–34, 89, 92, 106, 219–227, *298*, *312*, *329*, *346*, 356, 383, 385, 396, *406*, 417, 420, 422, *426*, 428, 449
– der Klippenzonen *207*
–, mittlere 23–25, 221, 383, *415*
–, obere 26–29, 222–226
–, südalpine *26*, *27*, 426, 447–451
–, untere 23, 221, *224*
–, zentralalpine 91, *346*, 349, *406*
Triasbasistransgression *390*
Tribeinschuppe 262
Tribulaun 340, *342*
– Trias 536
Trieben 544
Triebenstein 284
Triesener Flysch *43*, *196*
– Serie *196*
Triesting 501
– Fazies 220
– Tal *253*
Trigonellenkalke 222
Trilobiten *432*
– Schichten *431*
– Schiefer 430
Trimmelkam 163, 550, 551
Trins 341, *342*
Trisanna 291, *293*
Tristacher Span 417
Tristelkalk 184, 295, *296*
Tristelschichten 183, *196*, 295, *298*
Trobewände 421
Trochitendolomit 307, *313*
Trochitenkalk 222
Trögener Klamm 448
Trögern 13, 429
Tröpolach 410, 426
Tröpolacher Alm 443
Trofaiach *283*, *552*
– Linie 287, 289, 403
Trogkofel 426, 433, 441, *442*, *443*
– Kalk 22, *431*, 433, 434
– Schichten *431*, 434
– –, klastische 434
Trogtäler 300
Troiseck *98*, *285*
– Floning-Zug 103, 316, 348, 403
Tschabin 450
Tschaggunser Mittagspitz 337
Tscharrknollen-Fazies 429
– Gruppe *431*
Tscheltscher Grabenzone 417
– Mulde 417
Tschöcklnock 419
Tschrischen 418
Türchlwand *311*
Türkenkogelbrekzie 306, *313*
Türnitz 535
Türnitzer Fenster *252*
– Marmor 544
Tuffe 22, 24, *39*, 221, *224*, *229*, 230, *296*, 413–*415*, *426*, 429, *431*, 448
Tulln 53, *157*, 167–169, 581, *583*, 585
Tullner Becken 167, 168, *499*, 501
– Feld *499*, 500, 501, 547, 580, *583*, 585
Turbidit-Sedimentation 35, 184
Turbidite 31, 90, 191, 194, *406*, 432
Turnau 287
Turon 40, 41, 72, 191, *192*, *196*, *229*
Turrach 373, 536, 548
Turracher Höhe 14, 362, 374, 376, 548, 588
– Karbon *354*, 374
Tux, Magnesitbergbau 534
Tuxer Alpen 300, 304
– Joch 302
– Kern *303*, 308, 309
– Phyllite 306
– Tal 301, 306, 314
– Zentralgneiskern 111
Tweng 538
Twenger Kristallin 112, 306, *313*
Twimbergergraben 387
Tyrnaubachtal 400

Übelbach 536
Übersbach 1 (Bohrung) 397, *463*, 464, 465, 468, 572, *573*
Überschiltschichten 179, *192*
Ülmitz bei Kapfenberg 542
Uggowitzer Brekzie 447
Uggwa-Fazies 429
– Kalk 13, *431*
Ulmerfeld 496
Ulmerfeld 1 (Bohrung) 563
Ulrichsberg 374, 383
Ultradecke 238, 241
Ultradeckscholle *253*
Ultrahelvetikum 21, 30, 32, 71–*75*, 86–88, 92, 94, 101, 103, 105, 112, 190–*193*, *197*, 199–206, 214, 216, 245
– Fenster 200
– Untergrund 191
Ultrahelvetische Klippenzone 90
Ultrapienidischer Rücken 234
Umhausen 347
Umscherungstektonik 365
Umspannwerk Auhof 213
Umweltbelastungen 546
Ungefaltete Molasse 178
Ungerbach 328, 330
Unkener Mulde 248
– Synklinale *246*, 247
Unter-Waidisch 420
Unterach 195, 201
Unterangerberg *153*
Unterbergdecke 101, *253*, 256, 258, 259, *263*
Unterdevon-Kalkschiefer (Karnische Alpen) 442
Untere Meeresmolasse 185, *186*, *187*
Untere Schichten (Cellonetta-Lawinenriß, Karn. Alpen) *432*
Untere Schieferhülle 300–304, 309, *312*
Untere Süßwassermolasse *186*, *187*
Unterengadin *293*, 339
Unterengadiner Fenster 30, 40, 73, 94, 110, 111, 116, 291–299, *334*, *344*
– Flysch 110
Untergrünburg/Steyr 205, 495
Unterhauser Bach *357*
Unterinntal *37*, 49, *50*, 52, 152, 478, 479, 550
Unterinntaler Gosaubecken 550
– Tertiär 116, 232, 548
Unterklien 179, 181
Unterlaussa 538, 550
Unternalb 170, 173
Unterostalpin *17*, *18*, 21, 24, 28, 32, 33, 73, *74*, *75*, 76, 86, 92, 94, 96, *98*, *99*, 103, 105, 109, 111–113, *298*, 304–307, *311*, 311, *312*, 314, *329*
–, Radstädter Tauern *367*
Unterostalpine Schollen 217
Untersberg *246*, 248, 249, *260*, 538, 543, 548, 587
Untersberger Marmor *233*, 543
Unterstaudach 148
Untertal 364
Untertilliach 410
Unterwolfern 494, 495
Unzmarkt 364
Uranerz 537
Uranvererzungen 22
Urdonau 116
Urgeschichte des Menschen *59*, 68, 69
Urgonfazies 32, 33
Urler Blockschotter *466*, 468
Urltal 494, 500
Urmannsau 259
Urmannsau 1 (Bohrung) 88, 101, *156*, *157*, 164, 166, *168*, 190, 199, 206, 209, 237, 479, 563
Urmannsau (Erdölaustritt) 563
– Fenster *252*, *263*
Uschowa 426, 450, 451

Vaduz 185, 490
Vaduzer Flysch 40, *43*, *196*
Val Sugana-Linie 438
Val Tasna 291, 295

Val Visdende Gruppe 429, *431*
Valang(in)ien 179
Valanginienmergel *192*
Valendis 179, *192*
Valentintal *437, 438*
Valisera 333
Valsugana-Linie 115
Valzeinaserie *196*
Van Sickle-Feld (Ölfeld) 565
-- Plattwald (Ölfeld) *568*
Variszikum 1–20
Variszische Ära 83
– Decken 92, 108
– Gebirgsbildung 83
– Strukturrelikte 314
Vegetationsgeschichte 61
Veitsch *10,* 11, 284, *285,* 287, 288, 532
Veitschalpe 255, 287
Veitscher Decke 89, 91, 92, 101, 105, 265, 266, 279, 284–286, 288
– Karbon 12
Vellach (Fluß) 405
Vellacher Kotschna 448, 449, 451, 536
Vellachtal 421, 449, 451
Venediger *19,* 300, 301, 309, 492
– Kern 111
Venezianische Platte 32
Verebnungsflächen 218
Verkarstung 586
Verkürzung, alpidische 73
Verlehmungszonen *58*
Verschluckungen 70, 73
Versettla 333
Verspalaflysch 33, *38,* 40, *43, 75, 182,* 184, *187,* 295, *298*
Verwallgruppe 240, 293, 332–336
Vichtau 201
Viehdorf 500
Vierjoch Kogel *257*
Vigaun U 1 (Bohrung) 556
Viktring 372, *406*
Villach 348, 359, 371, 417, *583,* 589, 592
Villacher Alpe (s. auch Dobratsch) 417
– Beben *513,* 515, 519, 521
– Becken 419, 592
– Granit *13,* 371
– Granitgneis 359, 372
Vils 546
Vilser Berge 240
– Decke 241
– Kalk *229,* 230
Vilstal 241
Vintschgau 339, 341
Virgental 349
Vitiser Störung 138, *140*
Vöcklabruck *156,* 162
Vöcklaschichten *160,* 162
Völkermarkt 383, 532
Vöstenhof 6, 287
Vöstenhofer Kristallin 106
Vöttern 534
Voitsberg 24, 397, 402, *463,* 464, 465, 468, 547, *551, 553*
Voitsdorf (Ölfeld) 560, 561, *569*
– 1 und 5 und 18 (Bohrungen) *162*
– W 2 (Bohrung) *156*
Volldöpp 152
Vorarlberg, Kleinbebenherde in 515, 523
Vorarlberger Fazies 219
– Flysch 184, *196*
– Flyschzone, nördliche 185
– Flyschzone, südliche 185
– Helvetikum 94
– Rheintal *187,* 578, 589
Voraustrische Phase 232, 236
Vorchdorf 494
Vorderer Mooskofel *437*
Vordernberg 282
Vordernberger Mauer 279, 286
Vordersdorf *553*
Vorgosauische Phase *38,* 41, 42, *187,* 232, 234, 258, 291, *293*
Vorgosauischer Deckenbau 36
Vorland-Mesozoikum 73, 92
– Molasse 92, 94, 101, 206, 214
Vulkan von Pullendorf 328
Vulkangebiete, neogene *576*
Vulkanismus 22, 24, 54, 71, 86, 116, 170, 199, 216, *229,* 471, 474
–, andesitischer 47, 115, 116, *461, 467, 471, 474*
–, basaltischer 86, 116, *467,* 471, 575
–, basischer 22, 32, 199, 216, 230, *296,* 377, 402
–, mittelkretazischer 209
–, saurer 22, 471, 474
–, trachyandesitischer 575
–, triadischer 24, 115
–, ultrabasischer 73
Vulkanogener Komplex 393

Waagtal 175, 456
Wabutschnik-Graben 420
Wachau 127, 172, 498, *499,* 500
Wachberg-Terrasse *499,* 500
Wadecken-Kalke 439
Wässer, artesische 584
–, vadose 592
Wagrain 479, *552*
Wagrainer Höhe 492
– Tal 492
– Tertiär 105, 116
Wagram 174, 585
– Terrasse *499*
Waidhofen a. d. Thaya 123, 127, *130, 142*
– a. d. Ybbs 206
Waidhofener Deckscholle 128, 141
– Schichten *229,* 230
Waidischbachtal 420
Waitschacher Schotter 476
Walbersdorfer Schlier 458, *461*
Walchen 535
Walchsee *153,* 154
Waldbach 319, 324, *325,* 326
Waldenstein 387, 391, 532
Waldentwicklung *62*
Walder Schober 286
Waldhof *463,* 468, 474
Walding-Mursberg *552*
Waldviertel 121, 127, 139, *140, 141, 142,* 539, 542, 555, 580, 593
Walensee 490
Walgau 177, 185, *187,* 490, 589
Walkenstein 132
Walkersdorf 1 (Bohrung) 397, 462, *463,* 465, 468, 556, 572, *573*
Wallsee *156*
Walserberg 41, 246
– Flysch 40
– Zone *43*
Walsertäler 177
Waltendorf 53, 169
Waltersdorf 577
Waltersdorf 1 (Bohrung) 397, 571, 572, *573,* 577
Wandaukalk 225
Wandelitzen *382*
Wandfluh-Schuppe 241
Wandkalk 264
Wang 206
Wangenitzsee 351
Wangschichten 44, *180,* 181, 183, 190, *192*
Warmbad Villach 589
Warmberger Antiklinale 243
Warmzeiten 56, *58*
Warscheneck 252, 254
– Decke 89, 245, *246,* 254
Wartberg *499*
Wartberger Beben *514*
– Enge 591
Waschberg-Kalk *171,* 172
– Steinitzer Trog 50, *50,* 164, 170, 172
– Vorfaltungszone 53, 54, 170, 174
– Zone *39,* 44, 52–54, 101, 115, 170, 172, 174, 216, 545, 550, 564, 581–585
Wasseralmquelle 587
Wasserleonburg *412*
Watschig 549
Wattener Lizum 300, 314
Watzmann 245
Waxeneckschuppe 256
Wechsel *7, 318*
– Decke 327
– Einheit 113, *325, 329*
– Einheit-Südgrenze 319
– Fenster 36, 320
– Folge 280
– Gebiet *7,* 11
– Gneise 318, 319
– Gruppe 315
– Ostrandstörung 319
– Schiefer 318, 320
– Schiefer, hangende 319
– Serie *324,* 338
– System 318–320, *329*
Weichbraunkohle 548, 551, 553
Weichselbaum *463*
Weidensbacher Holzstube 201
Weidlingau 210
Weikersdorf 502
Weilharter Forst 163
Weinsberger Granit *124,* 133, 135, *140,* 142
Weinsteig 503
Weinviertel 68, 503, 580, 581
Weinzierl b. Schwertberg 539
Weiritzgraben 280
Weissenegger Berg *382*
Weißach *186*
– Schichten 147, *148, 151*
Weiße Nagelfluh von Kremsmünster *58,* 484, 494, 543
Weiße Spitze 349
Weiße Wand 357
Weißenbach *178*

Weißeneckflysch 306, *313*
Weissenegg 546
Weißenkirchen *499*
Weißenreutte 149
Weißensee-Synklinale 418
Weißenstein 371
Weißer Steinbruch 322
Weißerde 539
Weißhauskalk *229*
Weißkirchen 539
Weißkugel 332
Weißpriachtal 364, 368
Weißwaagfazies 220
Weißwasser 550
Weitenau 232, 248
Weitenbach 167
Weitendorf 397, *463,* 471, 474, 545
Weitensfeld *376*
Weitental-Jauerling 127
Weitersfeld *130*
Weitersfelder Gneis *140*
– Stengelgneis *124,* 129
Weitmoos 555
Weitra *130,* 164
Weitwörth 547
Weiz 396, 462, *463,* 469, 470, *553*
Weizer Bergland 399
– Bucht 470
Wels 485, 493, 584
– (Ärarische Bohrung) 556
– -Welser Heide (Gasfeld) 556, *569*
– Nord (Ölfeld) 561, *569*
Welsberg *99*
Welser Heide 547, 580, 584, 585
Wendelstein 243
Wengener Schichten *426,* 448
Wenns-Veitlehner Kalk 314, 545
Wenzelalpe 381
Werchzirmalm 377
Werchzirmschichten *354,* 362, 377
Werfen (Salzburg) 532
– -St. Martiner Schuppenland 105, 254
Werfener Kalk *26,* 450
– Kalke (Südkarawanken) *26*
– Schichten 23, *26,* 107, 219, 221, *224,* 284, 287, 288, 362, 383, *384, 406, 412,* 413, 417, *426,* 447, 450, 586, 587, 589
– Schuppenzone 220, *246, 247,* 252, *263,* 275
Werksteine 543, 544
Wernigeröder Phase 234
Wernstein 136
West-Ostalpengrenze 109, 110, *298*
Westalpen 5, 109, 110
Westendorf 272
Westkarpaten 50, 72, 89, 170, 218, 225, 265
Weststeirisches Becken 462, *463,* 465, *466,* 468, 473, 474, 575
– Braunkohlenrevier 553
Wetterstein-Dolomit 24, *26,* 219, 221, 223, *224,* 251, 306, 307, *313,* 361, 383, *384,* 403, *406,* 417, 421
– Gebirge 92, *99,* 230, 243
– Kalk 24, *26,* 219, 222, 223, *224,* 241, *406, 412,* 414, *415,* 420, 421, 545, 546
– Kalk-Riffe 414
– Riffkalke 383, *384*
– Synklinale 243
Wetzelsdorf *466,* 468
Weyerer Bögen 42, 45, 90, 252–254, 259, 262
– Linie *252*
Weyregg 201
Wiedendorf 173
Wien 198, 498, *499,* 500, *583,* 589
Wiener Becken 101, 115, 116, 170, 172, 173, 190, 216, 218, 258, 265, *329, 499,* 500–502, 541, 550, *553,* 565, 577, 580, *583,* 589
– Beckenrand 259
Wiener Neustadt 589
Wiener Neustädter Beben *513–515,* 518
– – Fenster 331
– – Pforte 326
– – Schotterkegel 546
Wiener Pforte 503
– Sandstein 543
Wienerberg-Terrasse *58, 499*
Wienerherberg (Gasfeld) *568,* 570
Wienerwald 32, 35–37, 45, 87, 116, 190, 195, 198, 200, 214, 256, 543, 545
– Beben 524
– Flysch 37
– Nordzone *197,* 210
Wiersdorf 1 (Bohrung) 572, *573*
Wieselburg 128
Wieselburger Massiv 128
Wiesenau *552,* 554
Wiesmather Gneis 328, 330
Wiestal 548
Wietersdorf 383, 385, 387, 546
Wildbachschenkel 390, 391
Wildberg *182, 187*
Wildendürnbach (Gasfeld) 558, 564, *569*
– K 4 (Bohrung) 564
Wildenkar 364
Wildenstein 253
Wildensteiner Bach 420
– Wasserfall 421
Wilder Kaiser 269
Wildfeld 8, 279
Wildflysch 88, 177, *193,* 294
– Zone *180,* 183, *192, 196*
Wildkarleck 436
Wildlahnertal 302, 304
Wildon 397, *463,* 468, 504, 543
Wildschönau 269
Wildschönauer Schiefer 6, 269, 271, 272, 274, 275, 287
Wildseeloder 271
Wildspitze 332
Willendorf II *59*
Willendorf i. d. Wachau *59,* 68
– a. d. Schneebergbahn 453
Wimitz 375
– Aufbruch 376
– Fenster 375, *376*
Wimpassing a. d. Leitha 50, *329,* 453, 480
Wimsbach (Gasfeld) *569*
Windisch Bleiberg 420
Windisch-Baumgarten 459, *461*
– – (Ölfeld) *568*
– – 1 A (Bohrung) 558, 570
Windische Höhe 419, 548
Windischgarsten *74, 98,* 216, 221, 253, *263,* 495, 532, 550
– 1 (Bohrung) 217
Windischgarstener Doppelfenster 254
– Fenster 216, *247,* 254
– Störung 52, 237, 245, 254, 262
Windorfer Flur 504
Winetsham 1 und 2 (Bohrungen) 159
Winnebach 417, 436
Winnebachgranit 338
Wipptal 94
Wirnzberg (Ölfeld) 561, 562
Wirnzberg-Wickendorf (Öl- und Gasfeld) *569*
Wirtatobel 148, 149, *552*
Wittingauer Becken 164, 166
Wölch *472,* 474
Wöllatratten 353
Wöllersdorfer Schotterkegel 589
Wölzer Glimmerschiefer 278, 359, 369, 381
– Kristallin 394
– Tal 373
– Tauern 348, 363–368
– –, Glimmerschieferzone 364, 365, *366*
Wörgl 589
Wörthersee *74,* 372
– Becken *373*
– Gebiet 108
– Talung 372
Wössener Synklinale 243
Wolayer-Alm 439
– Fazies 429
– Kalk 13, *431*
– Tal 435, 436, 438
Wolfendorn 302
– Decke *305,* 309
Wolfgangsee *98,* 249, 493
– Fenster 87, 105, 190, 199, 204, 216, *247*
– Störung 52, 90
Wolfpassinger Schichten 195, *197,* 210
Wolframerz 534
Wolfsberg 379
Wolfsberger Antiklinale 387, 390, 391
– Fenster 108
– Granitgneis *19,* 381, 387, 390, *392*
– Serie *390, 392, 393*
– Tektonik 387
Wolfsegg-Traunthaler-Braunkohlenrevier 548, 551, *552*
Wolfsegger Granit *124,* 134
Wolfsgraben 210
Wolfshof 126
Wolfsöder Platte 496
Wolfsthal 330, 459
Wolkersdorf 459, *552,* 554
Wollmannsberg (Bohrung) 558, 564
Wollmannsberger Störung *157,* 460
Wollsackbildungen 503
Wolscheneck 391
Wopfing 545
Worounitza-Graben 426, 443
Würflacher Blockschotter 460, *461*
Würm 56, *58,* 60, 63, 66, 421, 485–487, *488*
– Interglazial *58*

– Interstadial 485–487, 491–493, 496, 502
– Maximum 67
– Spätglazial 60, *62,* 555
Wuhrbauer Kogel 216, 217, *263*
Wulkabecken 589
Wundschuh 547
Wurmalpe 284
Wurstelkalk 221, 418
Wurzelzone 72, 76, 114
Wurzenpaß 443
Wustkogelserie *302,* 304, *305,* 309, *310,* 310, *311*

Ybbs 52, *131, 156,* 167, 169, 495, 498, 501
Ybbsitz 206, 495, 549
Ybbsitzer Rauhwacke 219
Ybbstal 494–496, 500
Yprès *233*
Ysper 167

Zamser Grund *310*
Zangtal *551,* 553
– Flöz *551*
Zankwarner Berg 364
Zauchenbach 495
Zaya *157,* 173
– Einheit 172
– Tal 503
Zdaunecker Einheit 52, 170
Zeinis Joch *334*
Zeiritzkampel 279, 286
Zelenica 448
Zell Pfarre 414, 420, 428
Zell am Pettenfirst (Gasfeld) *569*
Zell/See 275, *303,* 492
Zell Winkel 451
Zell/Ziller *302,* 537
Zellendolomite 383
Zeller Furche 269, 275
– Schichten *207*
Zellerndorf *157,* 173
Zeller See 493
Zeltweg 392
Zement 542
–, Rohstoffe 546
Zementmergel *39,* 42, 154, 402, 546
– Serie 194, 195, *196, 197,* 200, 201, *202,* 206, 210, 216, 217
Zementsteinschichten 179, *180,* 185, *192*
Zemmgrund 301, 307
Zentralalpen 24, 86, *98,* 101, 103, 107, 218, 423, 536, 549, 588, 593
–, östliche 348–404, 497
Zentralalpin 21, 32, *43, 75,* 109, *406*
Zentrale Gneisquarzite *392*
– Serie *389*
Zentralgneis der Tauern *19, 74, 75,* 85, 92, 94, 96, 105, 111, 112, 300–303, 308, *310–312,* 544
Zentralkarnischer Bogen *438,* 439
Zentralkarpaten 50
Ziegelrohstoffe 547
Ziehtenkopf 352
Zielkofel 441, 449
Ziersdorf 175
Zillertal 301, 309, 491
– Venediger Kern *303,* 309
Zillertaler Alpen 300
Zillingdorf *553*
Zillkalk 222
Zinkblende 535
Zinkwand 534
Zinnober 353, 357, 358, 377, 536
Zirbitzkogel 373, 378, 381
Zistersdorf 558, 565
– 3 (Bohrung) 565
– ÜT 1 (Bohrung) 558, 564
– ÜT 1 a (Bohrung) 564
Zistersdorfer Fläche 503
Zlambach-Fazies 220
– Mergel 28, 226, 251
– Schichten *26,* 220, *224,* 248, 253
– Schuppe 245, 253
Zlan 356
Zöberner Brekzie 464, *467*
Zöbing 3, 22, 137, 138, *157,* 170, 171, 174
Zogelsdorfer Stein 543
Zollner Höhe *437*
Zone rezenter Mäander 501
– von Herzogsdorf *124,* 135
Zuchenstörung 419
Zuckerhütl 332, *443*
Zugspitze 243
Zungenbecken 117
Zuschub des Tauernfensters 112
Zweiersdorfer Schichten 45, *233,* 236
Zweikofel 433, *443*
Zweinitz bei Metnitz 536, 537
Zweiter Sedimentationszyklus im Wiener Becken 453–457
Zwerndorf (Gasfeld) 566
Zwerndorf-Baumgarten (Gasfeld) *568*
Zwerndorfer Bruch *157,* 460, 566
Zwettl (NÖ) *130*
Zwieselalmfazies 220
Zwieselalmgebiet 251
Zwischendolomit *406,* 413, *415,* 418
Zwischeneiszeiten 117
Zwischensand 459, *461*

6.4. Die stratigraphische Verbreitung einiger wichtiger Fossilien aus Österreich

(Stratigraphische Tabelle mit radiometrischer Altersskala)

Von Helga Priewalder

Erläuterung für Abb. 164 (Fig. 1–20), auf S. 699:

1 *Corylocrinus carnicus* Bather, Cystoidee (= Beutelstrahler; Kelch von unten, ∅ = ca. 18 mm); Karnische Alpen – z. B. Seekopfsockel; Oberes Ordoviz.

2 *Chasmatoporella metzi* Nekorhoshev, Bryozoe (∅ = ca. 4 cm); Karnische Alpen – z. B. Bischof Alm (Uggwa Fazies); Oberes Ordoviz.

3 *Kinella kielanae* (Temple), Brachiopode (∅ = 1–2 cm); Karnische Alpen – Cellon Profil; Ordoviz/Silur Grenze.

4 *Angochitina eisenacki* Bachmann & Schmid, Chitinozoe (L = 125 μ); Karnische Alpen – Naßfeldgebiet; Wenlock.

5 *Cardiobeleba obstetrix* Kříž, Muschel (∅ = 1–2 cm); Karnische Alpen – Cellon (Kokkalk); Ludlow.

6 *Monograptus parultimus* Jaeger, Graptolith (L = ca. 2 cm); Karnische Alpen – z. B. Cellon (Alticola Kalk); Přidoli.

7 *Ancoradella ploeckensis* Walliser, Conodont (L = ca. 1 mm); z. B. Nördliche Grauwackenzone – Eisenerz; Ludlow.

8 *Bohemoharpes* sp., Trilobit (Kopfschild, ∅ = 1,5 cm); Karnische Alpen – z. B. Rauchkofelboden; Wenlock – Ludlow.

9 *Nowakia acuaria* (Richter), Tentakulit (L = 1–2 mm); z. B. Karnische Alpen – Findenig, Rauchkofel; Prag.

10 *Collina altemontana* (Spitz), Schnecke (∅ = ca. 5 cm); Karnische Alpen – Seewarte (Seewartekalk); Unteres Devon.

11 *Heliolithes vesiculosus* (Penecke), Tabulate (Querschnitt durch einen Korallenstock, ∅ = ca. 2 cm); z. B. Karnische Alpen – Oisternig; Mittleres Devon.

12 *Polygnathus styriacus* Ziegler, Conodont (L = 1–2 mm); z. B. Grazer Bergland – Steinberg (Steinberg Kalk); Oberes Devon.

13 *Siphonodella carinthiaca* Schönlaub, Conodont (L = ca. 1 mm); Karnische Alpen – Kronhofgraben; Unteres Karbon (Dinant).

14 *Gigantoproductus giganteus* (Martin), Brachiopode (∅ = 5–10 cm); Nötschgraben bei Bleiberg (Zwischenschiefer, Obere Schiefer); Unterkarbon (Visé).

15 *Fenestella praevirgosa* Shulga-Nesterenko, Bryozoe (∅ = 1–2 cm); Karnische Alpen – Naßfeld (Auernig Schichten); Oberes Karbon.

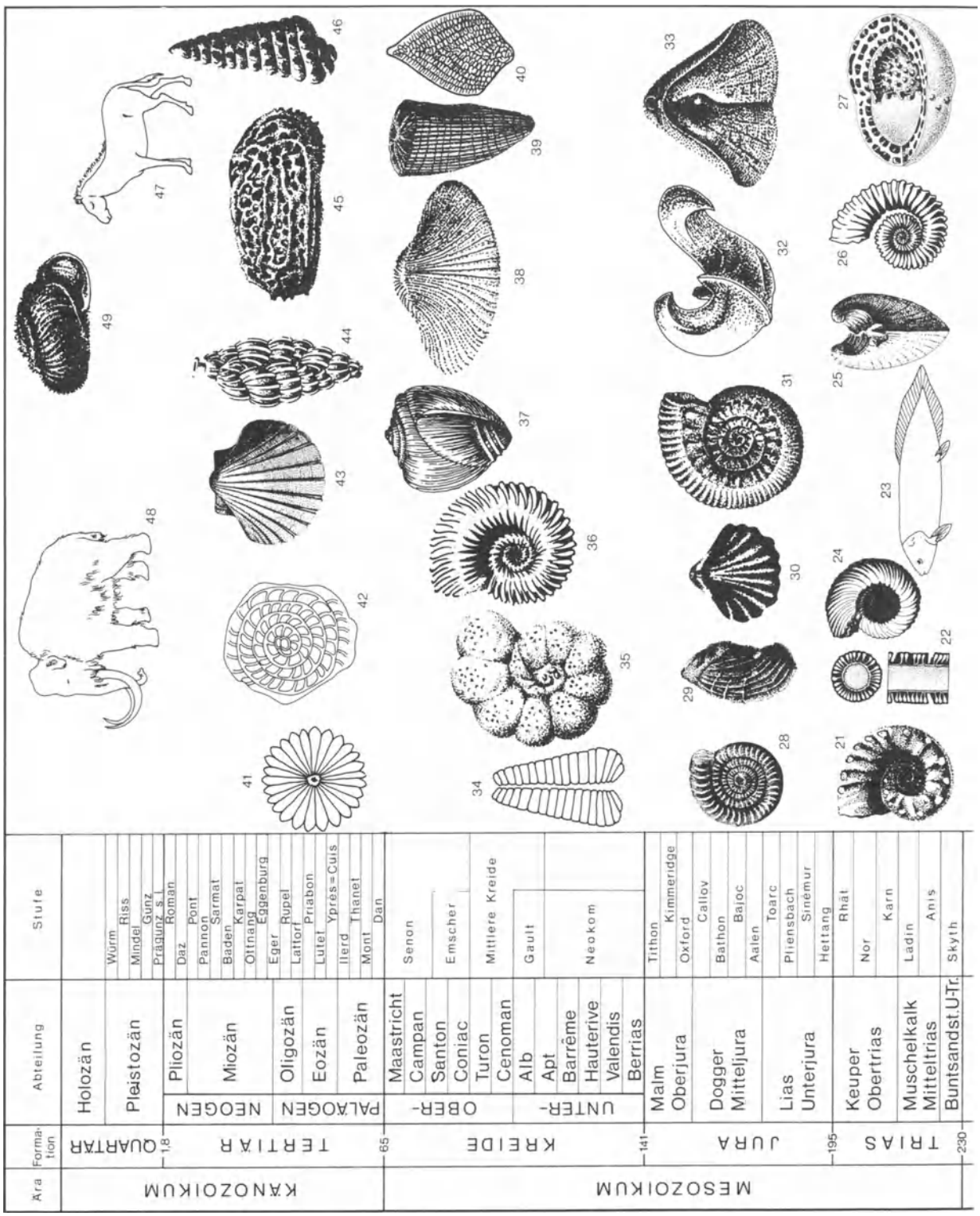
16 *Lepidodendron* sp., Schuppenbaum (Oberfläche eines Stammstückes, ∅ = ca. 3 cm); Karnische Alpen – Naßfeld (Auernig Schichten); Oberes Karbon.

17 *Callipteris conferta* (Sternberg) Brongniart, Farn (L = ca. 5 cm); z. B. Gailtal („Liegende Serie"); Unteres Perm (Autun).

18 *Pseudoschwagerina alpina* G. & F. Kahler, Großforaminifere (Längsschnitt, L = ca. 9 mm); z. B. Karnische Alpen – Naßfeld (Pseudoschwagerinenschichten); Unteres Perm.

19 *Carinthiaphyllum carnicum* Heritsch, Tetrakoralle (Querschnitt durch ein Individuum eines Stockes, ∅ = ca. 1 cm); Karnische Alpen – Naßfeld (Unterer Pseudoschwagerinenkalk); Unteres Perm.

20 *Lueckisporites virkkiae* (Potonié & Klaus), Spore (∅ = ca. 60 μ); z. B. Nördliche Kalkalpen – Hallstatt (Haselgebirge); wichtig im Oberen Perm.


Ära
Formation
Stufe
Abteilung
KÄNOZOIKUM
MESOZOIKUM
QUARTÄR
TERTIÄR
KREIDE
JURA
TRIAS
NEOGEN
PALÄOGEN
OBER-
UNTER-
Holozän
Pleistozän
Würm
Riss
Mindel
Günz
Pliozän
Miozän
Oligozän
Eozän
Paleozän
Maastricht
Campan
Santon
Coniac
Turon
Cenoman
Alb
Apt
Barrême
Hauterive
Valendis
Berrias
Malm
Oberjura
Dogger
Mitteljura
Lias
Unterjura
Keuper
Obertrias
Muschelkalk
Mitteltrias
Buntsandst.
Pannon
Sarmat
Baden
Karpat
Eger
Rupel
Priabon
Senon
Emscher
Gault
Neokom
Tithon
Kimmeridge
Oxford
Callov
Bathon
Bajoc
Aalen
Toarc
Pliensbach
Sinémur
Hettang
Rhät
Nor
Karn
Ladin
Anis
Skyth
U-Tr.
1,8
65
141
195
230

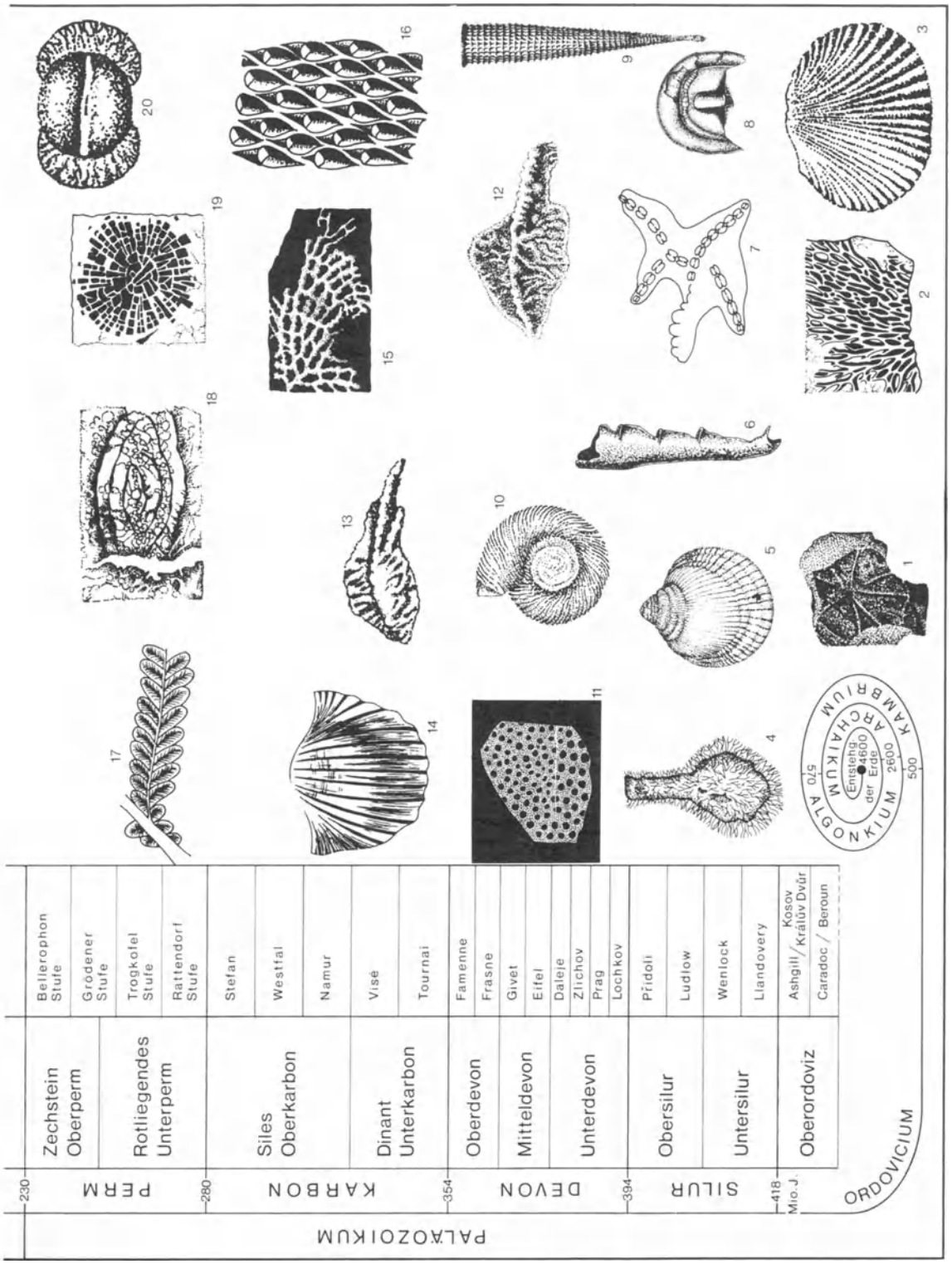


Abb. 164. Die stratigraphische Verbreitung einiger wichtiger Fossilien aus Österreich

Erläuterung für Abb. 164 (Fig. 21–49, Fortsetzung), auf S. 698:

21 *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT), Ammonit (∅ = ca. 3,5 cm); z. B. St. Pauler Berge in Kärnten (Werfener Schichten s. l.); unteres Ober-Skyth.

22 *Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL), Kalkalge (a) = Längsschnitt, b) = Querschnitt, ∅ = ca. 3,5 mm); z. B. Nördliche Kalkalpen – Schlauchkar/Karwendel Gebirge (Wettersteinkalk); Oberes Anis – Ladin.

23 *Ceratodus sturi* TELLER, Lungenfisch (Rekonstruktion aus Abdrücken, L = ca. 80 cm); Nördliche Kalkalpen – Lunz (Lunzer Schichten); Karn.

24 *Tropites subbullatus* HAUER, Ammonit (∅ = 6,5 cm); Nördliche Kalkalpen – z. B. Raschberg bei Bad Aussee (Hallstätter Kalk); Karn.

25 *Megalodon triqueter* WULFEN, Muschel (Steinkern, ∅ = ca. 6 cm); z. B. Gailtaler Alpen – Bleiberg (Raibler Schichten); Karn, Nor.

26 *Choristoceras marshi* HAUER, Ammonit (∅ = ca. 3 cm); Nördliche Kalkalpen – z. B. Osterhorn Gruppe/Kendelbachgraben (Kössener Schichten); Rhät.

27 *Triasina hantkeni* MAJZON, Foraminifere (angebrochenes Exemplar, ∅ = ca. 1 mm); z. B. Nördliche Kalkalpen – Wopfing/NÖ (Dachsteinkalk); Nor, Rhät.

28 *„Arietites" (Coroniceras) bucklandi* SOWERBY, Ammonit (∅ = ca. 4,5 cm); Nördliche Kalkalpen – z. B. Schloß Wildegg N Sittendorf/NÖ (Adneter Kalk bzw. Enzesfelder Kalk); Unteres Sinémur.

29 *Lenticulina (Planularia) inaequistriata* (TERQUEM), Foraminifere (L = ca. 1 mm); Nördliche Kalkalpen – z. B. Umgebung Bad Ischl (Lias-Fleckenmergel); Lias α.

30 *Tetrarhynchia tetrahedra* (SOWERBY), Brachiopode (∅ = ca. 2 cm); Nördliche Kalkalpen – z. B. Hierlatz bei Hallstatt (Hierlatzkalk); Lias.

31 *Stephanoceras humphresianum* (SOWERBY), Ammonit (∅ = ca. 15 cm); z. B. Klippenzone – Ober-St. Veit (Neuhauser Schichten); Mittlerer Dogger (Bajoc).

32 *Diceras bubalinum* PETERS, Muschel (Steinkern, ∅ = ca. 12 cm); z. B. Waschbergzone – Ernstbrunn (Ernstbrunner Kalk); Malm.

33 *Pygope diphya* COLONNA, Brachiopode (L = ca. 5 cm); z. B. Helvetikum – Au bei Mellau/Vorarlberg; Tithon.

34 *Nannoconus colomi* (DE LAPPARENT), kalkiges Nannoplankton (Längsschnitt, L = ca. 16 μ); z. B. Nördliche Kalkalpen – Hallein/Salzburg (Roßfeldschichten); Ob. Tithon – Barrême.

35 *Globigerinelloides algeriana* (CUSHMAN & TEN DAM), Foraminifere (∅ = ca. 0,5 mm); z. B. Nördliche Kalkalpen – Gießhübl/ NÖ; Apt.

36 *Leymeriella tardefurcata* (LEYMERIE), Ammonit (∅ = ca. 6 cm); z. B. Nördliche Kalkalpen – Stiedelsbachgraben bei Losenstein; Alb.

37 *Acteonella gigantea* (SOWERBY), Schnecke (L = ca. 10 cm); Nördliche Kalkalpen – z. B. Gosau; Santon.

38 *Cyclolithes undulatus* (GOLDFUSS), Einzelkoralle (∅ = ca. 10 cm); z. B. Nördliche Kalkalpen – Gosau; Santon – Campan.

39 *Hippurites gosaviensis* DOUVILLÉ, Muschel (aberrante Gattung, L = ca. 50 cm); z. B. Nördliche Kalkalpen – Gosau; Santon – Campan.

40 *Neoflabellina reticulata* (REUSS), Foraminifere (∅ = ca. 1 mm); z. B. Weinviertel – Michelstetten; Maastricht.

41 *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL, kalkiges Nannoplankton (∅ = 9–15 μ); z. B. Helvetikum – Oiching bei St. Pankraz (Salzburg) (Unterer Lithothamnienkalk); charakteristisch für das Obere Paleozän.

42 *Nummulites partschi* DE LA HARPE, Großforaminifere (Äquatorialschnitt, ∅ = ca. 5 mm); z. B. Klein St. Paul in Kärnten; Eozän.

43 *Pecten hornensis* DEPERET & ROMAN, Muschel (∅ = 7–8 cm); z. B. Waldviertel – Eggenburg (Eggenburger Schichten); Eggenburg.

44 *Uvigerina liesingensis* TOULA, Foraminifere (L = ca. 2 mm); z. B. Wiener Becken – Wien-Liesing (Badener Tegel); Baden.

45 *Falunia plicatula* (REUSS), Ostracode (L = ca. 1 mm); z. B. Wiener Becken – Wien-Nußdorf (Amphisteginenmergel); Eggenburg – Baden.

46 *Pirenella picta* DEFRANCE, Schnecke (L = ca. 2 cm); z. B. Wiener Becken – Wiesen; Sarmat.

47 *Hipparion gracile* KAUP, Pferd (Rekonstruktion nach Knochenfunden, L = ca. 1,5 m); z. B. Wiener Becken – Vösendorf; Pliozän.

48 *Mammonteus primigenus* BLUMENBACH, Mammut (Rekonstruktion nach Funden vollständig erhaltener Tiere, H = bis 3,5 m); z. B. Ruppersthal/NÖ (Löß); Pleistozän.

49 *Trichia hispida terrena* (CLESSIN), Schnecke (∅ = ca. 0,5 cm); z. B. Wiener Becken – Stillfried (Löß); Pleistozän.

Additional material from *Der geologische Aufbau Österreichs,*
ISBN 978-3-7091-3745-1 (978-3-7091-3745-1_OSFO2),
is available at http://extras.springer.com

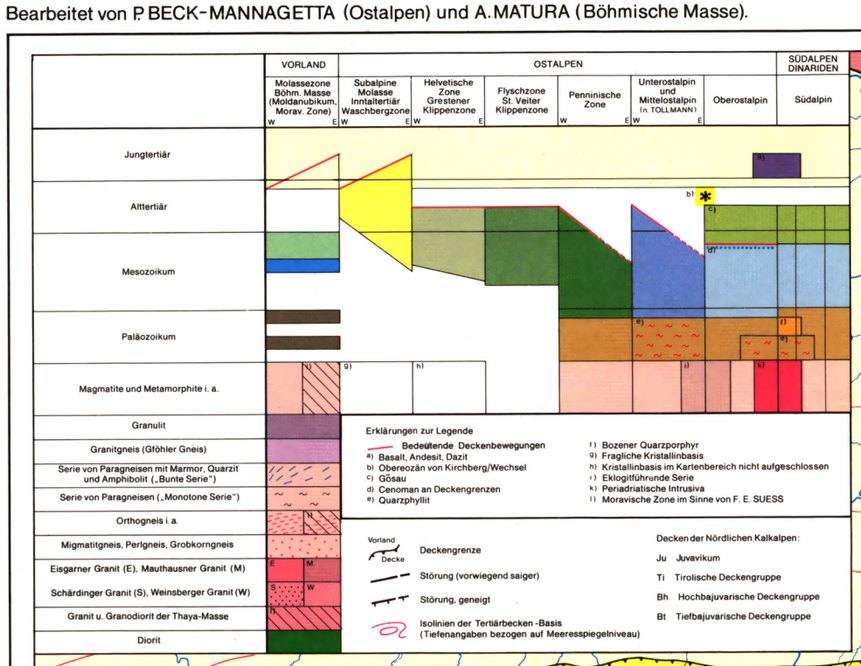


GEOLOGISCHE KARTE VON ÖSTERREICH 1:1,500.000

(OHNE QUARTÄR)

Bearbeitet von P. BECK-MANNAGETTA (Ostalpen) und A. MATURA (Böhmische Masse).

Herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1980



Gestaltung und Reproduktionstechnik: Geologische Bundesanstalt

ÖSTERREICHKARTE 1:1,500.000 MIT ABBILDUNGSÜBERSICHT

ABBILDUNGSNUMMERN, IN DIE KARTE NICHT EINGETRAGEN

Das Gesamtgebiet deckende Karten und allgemeine Darstellungen, teilweise oder ausschließlich ausgerichtet auf:

Vorquartäre Stratigraphie: Abb. 1, 2, 5, 6, 7, 9, 10, 12, 45, 46, 47, 61, 62, 105, 110, 115, 121

Paläogeodynamik und Paläogeographie: Abb. 1, 2, 3, 4, 5, 10, 11, 14, 17, 18, 24, 40, 57, 78, 92, 105

Radiometrische Altersbestimmungen: Abb. 8, 13, 91

Schwermineralvorkommen: Abb. 12

Paläontologie: Abb. 7, 16, 45, 46, 148, 164

Quartär: Abb. 15, 16, 136, 137

Seismik: Abb. 138, 139, 140, 141, 142, 143

Kohle: Abb. 148, 149

Erdöl & Erdgas: Abb. 150, 151, 153, 155, 156

Geothermie: Abb. 157, 158

Hydrogeologie: Abb. 159, 160

Dokumentation: Abb. 161, 162, 163

Stratigraphische Tabellen für die verschiedenen geologischen Einheiten:

Abb. 15, 26, 28, 31, 33, 35, 41, 42, 44, 48, 49, 50, 60, 76, 81, 87, 93, 94, 113, 118, 119, 132, 134

ABBILDUNGSNUMMERN, IN DIE KARTE EINGETRAGEN

Auf Teilgebiete bezogene tektonische, stratigraphische und lagerstättenkundliche Darstellungen:

Abb. 27, 34, 64, 66, 68, 74, 75, 83, 85, 95, 101, 103, 106, 107, 109, 110, 114, 120, 123, 124, 125, 130, 145, 146

Ausschnittkarten: Abb. 20, 21, 25, 29, 30, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 59, 67, 71, 77, 88, 89, 96, 97, 98, 104, 133, 135

Schnitte: Abb. 19, 22, 23, 24, 32, 36, 37, 38, 39, 40, 43, 58, 63, 65, 69, 70, 72, 73, 79, 80, 82, 84, 86, 90, 99, 100, 102, 104, 108, 111, 112, 116, 117, 122, 126, 127, 128, 129, 131, 133, 144, 147, 152, 154

Geologische Karte von Österreich 1 : 1,5 Mio. in Farbe: siehe hinterer innerer Buchdeckel.

10° östliche Länge von Greenwich

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 km

Zeichnung Ch. Steinbauer

Gestaltung und Reproduktionstechnik: Geologische Bundesanstalt